

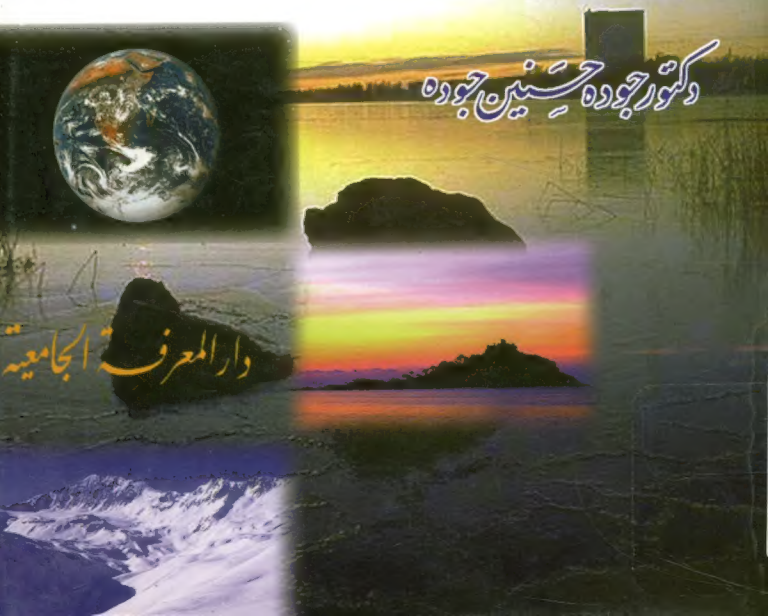
الجيومورفولوجيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بأبحاث في جيومورفولوجيا العالم العربي

دكتور جوده حسين جوده

دار المعرفة الجامعية



الجيومورفولوجيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بالبحاث في جيومورفولوجيا العالم العربي

الجيومورفولوجيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بأبحاث في جيومورفولوجيا العالم العربي

دكتور جوده حسين جوده
أستاذ الجغرافيا الطبيعية
كلية الآداب - جامعة الإسكندرية

٢٠٠٣

دار المعرفة الجامعية

٤٠ شارع سوتير - الأزاريطة - تلفون: ٤٨٧٠١٦٢
٢٨٧ شارع قناة السويس - الشاطبي - ت: ٥٩٢٣١٤٦

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

﴿وَأَلْقَى فِي الْأَرْضِ رَوَاسِيَ أَنْ تَمِيدَ بِكُمْ
وَأَنْهَارًا وَسُبُلًا لَّعَلَّكُمْ تَهْتَدُونَ﴾

صدق الله العظيم

سورة النحل - الآية (١٥)

إهداء

إلى حفيدتي سارة ...

أنبثها الله نباتاً حسناً

مقدمة هذه الطبعة الجديدة

هي العاشرة تصويراً وطباعة، والثالثة مراجعة وإضافة أما المراجعة فقد شملت جميع فصول الكتاب في ضوء ما استجد من أبحاث ودراسات بمختلف اللغات العربية والإنجليزية والألمانية والفرنسية، إضافة إلى أبحاث المؤلف وتلاميذه الذين حصلوا تحت إشرافه على درجتي الماجستير والدكتوراه في موضوعات جيومورفولوجية شتى، وأقاليم متباينة، وصل عدد رسائلها حتى منتصف هذا العام ٢٠٠٢ إلى ١٠٤ رسالة، تناولت بالبحث جيومورفولوجية أحواض وشبكات تصريف المجارى المائية، والأودية الجافة، والمنخفضات الصحراوية، والمناطق الجبلية، وأشكال التراكم الرملية، وبحيرات مصر الشمالية، والنطاقات الساحلية على البحر المتوسط والبحر الأحمر، وهوامش وادى النيل، كما درست موضوعات تخص المياه والتنمية الاقتصادية، ومشكلات التصحر .

واهتمت كل الرسائل بالجوانب التطبيقية النفعية، إضافة إلى النواحي العلمية الأكاديمية، وارتكزت جميعاً على مناهج وطرائق ووسائل بحث كمية حديثة . فبالإضافة إلى بعض الطرق التقليدية التى لا غنى عنها مثل الوصف التفسيري، استخدمت الحاسب الآلى، والصور الجوية، والمرئيات الفضائية، وتقنيات الإستشعار من البعد، ونظم المعلومات الجغرافية، وتغطي هذه الرسائل التى أعدها بحاث مصريون وغير مصريين مناطق متعددة موزعة على أراضى مصر، والسودان، والصومال، وليبيا، والجزائر، وفلسطين، والأردن، ولبنان، والكويت، والمملكة العربية السعودية، وتتعدى وطننا العربى إلى إيران . ويجد القارئ أمثلة من تلك الرسائل فى نهاية الكتاب ابتداء من صفحة ٥٥٤ .

وأما الإضافة الجديدة إلى أصول موضوعات الجيومورفولوجيا التى تحتويها هذه الطبعة، فتتمثل فى الفصل التاسع الخاص بدراسة منحدرات سطح الأرض من حيث مناهج وطرق دراستها، وأشكالها، والعمليات المشكلة لها، وتطورها، وفى الفصل العاشر الذى يناقش مشكلات السهول والأسطح التحاتية، ويعرض نظرية ديفيز، ويشرح أفكاراً جديدة تخص أصول النشأة والعوامل والعمليات المشكلة لها فى ضوء مفاهيم الجيومورفولوجيا المناخية، ويهتم بتكوين الأسطح التحاتية على ارتفاعات كبيرة، وعمليات هدم الأسطح التحاتية فى نطاق العروض الوسطى، وعمليات التسوية فى نطاق شيوع الإنسياب الأرضى، والأسطح التحاتية فى المناطق الجافة .

وتتضمن فصول الكتاب العشرة والأبحاث التطبيقية الخمسة إشارات إلى وسائل البحث الحديثة والمعاصرة المستخدمة في دراسة موضوعات تلك الفصول والأبحاث الحديثة، تلك الوسائل التي عرضها المؤلف بالإشتراك مع الأستاذ الدكتور محمود عاشور وزملاء آخرين في كتاب مكوّن من سبعة فصول عنوانه «وسائل التحليل الجيورفولوجي».

هذا وقد زوّد المؤلف هذه الطبعة بعدد كبير من الأشكال التوضيحية، بلغ عددها ١٨٠ شكلاً، معظمها مجسّم، وحرص على الإكثار من ذكر أمثلة معبرة عن مختلف الأشكال الأرضية في وطننا العربي بخاصة، وعلى مستوى قارات العالم بعامّة.

وإن المؤلف إذ يُقدّم هذا الجهد العلمي لزملائه الأفاضل، وتلاميذه الأعزاء في مصر وفي مختلف أقطار الوطن العربي، ليرجو لهم به النفع، والله وليّ التوفيق.

الإسكندرية في يوليّه ٢٠٠٢

أ.د. جودة حسنين جودة

مقدمة الطبعة الأولى

لقد تطور علم الجيومورفولوجيا ونما نمواً عظيماً خلال العقود الستة الأخيرة، وظهرت مؤلفات عديدة، وأبحاث لا تكاد تحصى تعالج مختلف نواحي هذا العلم، ورغم هذا فإن القليل من الأشكال الأرضية ما أمكن التعرف على أصولها على وجه الدقة والتأكيد. وإذا ما راجت إحدى النظريات وبدت مقنعة، فذلك لمجرد أنها نجحت في تفسير عدد من الحقائق يفوق غيرها. وتظل جميعاً في إطار «النظرية»، لأن الغالب ما يبقى عدد من الحقائق دون تفسير.

ورغم أن هذا الكتاب يعرض لأصول الجيومورفولوجيا، ويضع الركائز الرئيسية مهياً لمدارك الطالب الجامعي، فإنه يعني عناية فائقة بعمق المعرفة، حتى يلم الطالب بمختلف جوانب دراسة الأشكال الأرضية، إضافة إلى أنني حرصت على إظهار طبيعة المشاكل التي تكتنفها، حتى لا يكون محتوى الكتاب مجرد سرد للظواهر، وحتى نستحث الطالب على إعمال فكره، وتدريب عقله على التحليل والتعليل، وإثارة اهتمامه بمعالجة مشكلة أو أخرى، فلربما يأتي بجديد.

ولما كانت الجيومورفولوجيا تعنى بدراسة عمليات التشكيل وتطور الأشكال الأرضية، فإنها، كما سنرى، وثيقة الصلة بالعلوم الطبيعية. ولهذا فإن الجيومورفولوجي يحفل بعلم الطبيعة والكيمياء، لفهم العمليات المشكلة، وبالجيولوجيا بعامة، وبيولوجية الزمن الرابع بخاصة، لكي يتمكن من تفسير معضلات تطور البيئة الطبيعية.

وقد حرصت على تأكيد التفاعل والتعاون بين مختلف العوامل والعمليات لإنشاء الأشكال الأرضية. فإنني أؤمن بأن الشكل الأرضي متعدد الأسباب. وقد يغلب تأثير عامل وعملية في نطاق معلوم، لكننا لا نستطيع وصل شكل أرضي معين بنمط الصخر في منطقة وحده، أو بالمناخ بمفرده، أو بالبنية أو التاريخ التحتاني أو غير ذلك على حده، وإنما ينبغي أخذ كل هذه العوامل والأسباب في الحسبان، إذا ما أردنا الوصول إلى تقويم حقيقي متكامل للشكل الأرضي.

والجيومورفولوجيا هي «علم أشكال قشرة الأرض»، والعوامل الطبيعية المنشئة لتلك الأشكال. وتتضمن الدراسة بمعناها الواسع جميع أشكال سطح الأرض كبيرها وصغيرها، كما تشمل دراسة مختلفة العوامل والعمليات الباطنية والظاهرية المنشئة والمشكلة لتلك الأشكال. وفي كتابنا «معالم سطح الأرض»، فصلنا البحث في الأشكال

الكبرى التى تدخل ضمن تضاريس المرتبتين الأولى (توزيع اليابس والماء) والثانية (الأشكال الكبرى على اليابس أو فوق القيعان المحيطية) والعمليات التكتونية: السريعة (زلازل وبراكين) والبطيئة (التواءات وانكسارات) المنشئة لها، ومهدنا لهذه الدراسات المستفيضة بعرض واف للمعادن والصخور، كما أفردنا فصلاً واحداً من ثمانية فصول للعمليات الظاهرية والأشكال الصغيرة الناجمة عنها.

أما هذا الكتاب بفصوله الثمانية فينفرد بفحص العوامل والعمليات الجيومورفولوجية المناخية، وما أنشأته وتنشئه من أشكال أرضية. كثير منها وليد عمليات الزمن الرابع. وقد عرضنا فى الفصل الأول لموضوع الجيومورفولوجيا وتطور الفكر الجيومورفولوجى، وقمنا برحلة طويلة من حيث المسافة والزمن، كى نلم بإسهامات العلماء من مختلف الأقطار على مدى الأعصر التاريخية الحضارية. وفى الفصل الثانى أظهرنا أهمية فعل الجو فى حالة السكون وتأثيره فى التفكك والتحلل الصخرى، وطبيعة حركة المواد فوق المنحدرات، وخصصنا الفصل الثالث لشرح أثر المياه الجارية فى تشكيل سطح الأرض. واحتوى الفصل الرابع على دراسة للجليد وتأثيراته، أما المناطق المحيطة بالجليد فقد عالجها الفصل الخامس، بينما درس الفصل السادس جيومورفولوجية الأراضي الجافة وشبه الجافة، وخصص الفصل السابع لبحث التعرية البحرية وgeomorphology السواحل، واستأثر الفصل الثامن والأخير بدراسة الماء الباطنى وأثره فى تشكيل سطح الأرض.

هذا وقد زودت الكتاب بعدد كبير من الأشكال التوضيحية معظمها مجسم، كما وثقته بقائمة وافية من المراجع العربية وغير العربية.

وإننى إذ أقدم هذا الجهد لزملائى وتلاميذى، لأرجو لهم به النفع، والله ولى التوفيق.

جودة حسنين جودة

مقدمة الطبعة الثانية

حين صدر هذا الكتاب «الجيومورفولوجيا» لأول مرة في عام ١٩٨٧، وجد قبولاً حسناً لدى القراء، حتى أن الطبعة الأولى منه قد نفذت في أقل من عام واحد. وقد أعيد تصويره خمس مرات منذ ظهوره للمرة الأولى.

وقد رأى المؤلف أن يعيد النظر في المحتوى العلمي للكتاب في ضوء ما استجد من أبحاث ودراسات بمختلف اللغات الألمانية والإنجليزية والفرنسية، إضافة إلى أبحاث المؤلف وتلاميذه، الذين حصلوا تحت إشرافه على درجتى الماجستير والدكتوراه، في موضوعات شتى، وأقاليم متباينة، وصل عددها إلى ٧٨ رسالة، تناولت جيومورفولوجية أحواض وشبكات تصريف المجارى المائية، والوديان الجافة، والمنخفضات الصحراوية، والكثبان الرملية، والمنحدرات، كما تناولت موضوعات تطبيقية تخص المياه والتنمية، ومشكلات التصحر ...

وتغطى هذه الأبحاث والرسائل مناطق متعددة في أراضى مصر، والسودان، والصومال، وليبيا، والجزائر، والأردن، ولبنان، والعراق، والمملكة العربية السعودية، والكويت، وتعدى عالماً العربى إلى إيران. ويجد القارئ ثبناً بأمثلة من تلك الرسائل فى نهاية المراجع العربية.

ولما كان كتابنا «معالم سطح الأرض» يفصل البحث فى الأشكال الكبرى التى تدخل ضمن تضاريس المرتبتين الأولى والثانية، وموجزاً للأشكال الصغيرة، فإن كتابنا هذا ينفرد بفحص العوامل والعمليات الجيومورفولوجية المناخية، وما أنشأته وتنشئه من أشكال أرضية، هى فى الغالب مواليد الزمن الرابع. وقد عرضنا لذلك فى ثمانية فصول تتضمن أصول وقواعد الجيومورفولوجيا المناخية، وأضفنا لهذه الطبعة أربعة أبحاث تطبيقية، واحد منها يخص العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى الأراضى الجافة وشبه الجافة، والثانى يهتم بدراسة منخفض صحراوى كمثال للبحث العلمى فى جيومورفولوجية المنخفضات الصحراوية، والثالث يعرض للمدرجات أو المصاطب النهرية من حيث طريقة الدراسة، وكيفية النشأة، والتأريخ من خلالها لفترات عصر البلايوستوسين، والرابع يناقش كيفية تمييز الأرصفة البحرية التى نشأت عن التغير فى مناسيب مياه البحر العالمى أثناء الزمن الرابع. أما البحث الخامس، فيعرض طرق بحث بتروجرافية للدراسة الجيومورفولوجية، سبق أن طورها الباحث، أثناء دراسته فى

سويسرا، وتستخدم فى فحص الرواسب وتحليلها ميكانيكياً وكيميائياً ومعدنياً ومورفومترياً.

وقد حرص المؤلف على تزويد الكتاب بعدد كبير من الأشكال والخرائط والصور التوضيحية، وعلى الإكثار من ذكر الأمثلة المعبرة عن مختلفة الظواهر والأشكال الأرضية فى عالمنا العربى بخاصة، وعلى مستوى قارات العالم بعامة.

وإننى إذ أقدم هذا الجهد العلمى لزملائى الأفاضل، وتلاميذى الأعزاء فى مختلف أقطار العرب، لأرجو لهم به النفع، والله ولى التوفيق.

الإسكندرية ١٩٩٦

أ.د. جودة حسنين جودة

القسم الأول

قواعد الجيومورفولوجيا العامة

الفصل الأول: موضوع الجيومورفولوجيا وتطور الفكر
الجيومورفولوجي

الفصل الثاني: التجوية وتحرك المواد فوق المنحدرات

الفصل الثالث: الأنهار وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الفصل الرابع: الجليد: أشكاله وخصائصه وتأثيراته
الجيومورفولوجية

الفصل الخامس: جيومورفولوجية الأراضي المحيطة بالجليد

الفصل السادس: جيومورفولوجية الأراضي الجافة وشبه
الجافة

الفصل السابع: التعرية البحرية و جيومورفولوجية السواحل

الفصل الثامن: الماء الباطني وأثره في تشكيل سطح الأرض
(مورفولوجية الكارست)

الفصل التاسع: المنحدرات: أشكالها والعمليات المشكلة لها
وتطورها.

الفصل العاشر: السهول والأسطح التحاتية.

الفصل الأول

**موضوع الجيومورفولوجيا
وتطور الفكر الجيومورفولوجي**

موضوع الجيومورفولوجيا وأهميته للجغرافيا وعلاقته بالعلوم الأخرى

كثر الحديث فى موضوع ومفهوم علم الجيومورفولوجيا، وتقدم البحوث بعدد من التعريفات التى يكمل بعضها بعضاً، حتى أصبح بالإمكان القول بأن موضوع العلم أصبح واضحاً جلياً. فالجيومورفولوجيا عند ألبريشت بنك A. Penck هى العلم الذى «يدرس أشكال سطح الأرض من حيث النشأة والمظهر». ويتفق هذا التعريف إلى حد كبير مع تعاريف أخرى لبحاث كبار من المتكلمين بالألمانية. فيعرف هيتنر Hettner علم الجيومورفولوجيا بأنه «علم دراسة أشكال سطح الأرض»، وفيليبسون Philipson بأنه «دراسة سطح قشرة الأرض الصلبة»، ويسارجى Passarge بأنه «دراسة شكل سطح الأرض»، وزولش Soelch بأنه «علم أشكال الأرض، باعتباره «علم دراسة تضاريس الأرض من حيث مظهرها الحالى وماضيها ومستقبلها»، وماخاتشيك Machatschek بأنه «العلم الذى يدرس العوامل المشكلة لسطح الأرض وما ينشأ عنها من أشكال أرضية». أما ديفز Davis فيعرف الجيومورفولوجيا بأنه علم «الوصف التفسيري للأشكال الأرضية». ولعل هذه التعريفات جميعاً نابعة من تعريف شامل للعالم ريشتهوفين V. Richthofen مؤداه أنها «العلم الذى يحاول التعرف على الأشكال الأرضية: تمييزها، ووصفها، وتوزيعها، ثم تجميعها فى أقاليم أرضية».

ويمكننا صياغة تعريف شامل جامع موجز للجيومورفولوجيا مؤداه أنها: «علم أشكال قشرة الأرض، والعوامل الطبيعية المنشئة لتلك الأشكال». وبالتالي فنحن نجنب فعل الإنسان وتأثيره فى تشكيل وتعديل مظهر الأشكال الأرضية. وإذا ما أردنا تعبيراً أكثر إيجازاً، وفى أيضاً بتوضيح موضوع الجيومورفولوجيا، فإننا نقترح أيضاً العبارة التالية:

الجيومورفولوجيا هى علم «تشكيل وأشكال سطح الأرض». وإذا ما أخذنا بهذا التعريف، فإن الجيومورفولوجيا لا تكون مجرد فرع، أى فرع، من فروع الجغرافيا، وإنما تكون الفرع الأساسى لعلم الجغرافيا.

ذلك أن جميع الأحداث والظواهر الأخرى على سطح الأرض تتصل اتصالاً مباشراً، وتنبئ أساساً على أشكال هذا السطح التى تظهرها وتكشف عن خباياها وأصولها الأبحاث الجيومورفولوجية. فبالرغم من أن الغلاف الجوى له قوانينه الكوكبية الخاصة

به، فإن عناصره وظواهره المناخية من حرارة ورياح وتساقط ... تتصل اتصالاً وثيقاً، وتتأثر تأثراً عظيماً بالظواهر الجيومورفولوجية. بل يكون للدول ذات الأحجام الكافية بما تتميز به من تضاريس معلومة، مناخها الخاص بها، مثلما يتأثر النشوء والنمو والتطور النباتي والحيواني الطبيعي بالانعزال الجزرى. ويتكيف التكوين النباتي والحيواني بالمتاح من أشكال سطح الأرض، مثلما يحدث تماماً لتوزع الجماعات البشرية عرقاً، وشعباً، وأمة، ودولة. ومن ثم تتحدد الصلة القوية والرباط المتين بين الظواهر المناخية والبيولوجية من جهة، والأشكال الجيومورفولوجية لسطح الأرض من جهة أخرى. بل إن معرفة الأصل التكويني لمختلف الأشكال الأرضية مثل أنماط السهول والهضاب ذات البناء المتباين، والنمو والتطور المتنوع، لتسهم إسهاماً مؤثراً وفعالاً فى استجلاء وتفسير تلك الظواهر البيولوجية.

ولقد اتضح لرجال الجغرافيا فى أواخر القرن الماضى ما للجيومورفولوجيا من أهمية خاصة، باعتبارها الأساس والقاعدة التى تعتمد وترتكز عليها الجغرافيا الوصفية التفسيرية، فوضعوها فى مركز القلب للأبحاث والدراسات الجغرافية، وقال عنها ألبيرشت بنك سنة ١٩٩٤ أنها: «المكون الرئيسى للجغرافيا الحقيقية». ولا شك أن الأيام قد أثبتت منذ ذلك الحين، ومع توالى الدراسة والبحث: صدق مقولة ألبيرشت بنك، فهى قد استحققت عن جدارة مكانتها المرموقة بين أفرع الجغرافيا الحديثة. ذلك أنها فى الحقيقة جوهر الجغرافيا وروحها. وهى تكون أساس الجغرافيا الوصفية التفسيرية. وكما ينتمى الأساس لبناء المنزل، فإن الجيومورفولوجيا تنتمى لبناء علم الجغرافيا. وهذا ما لم نعد بحاجة لتأكيد.

ومادامت الجيومورفولوجيا هى أساس الجغرافيا الوصفية التفسيرية، فإنها بطبيعة الحال لا تتركز على القاعدة الجغرافية وحدها. فهناك أربعة علوم أرضية أخرى، علوم مجاورة، ذات صلة وثيقة بالجيومورفولوجيا، تعنى بدراسة الشكل العام للأرض، وبحالتها، وبنائها، ومادة بنائها. وأول هذه العلوم الجيوديسيا Geodesy، وهى علم قياس الأرض، الذى يعنى بتحديد مواقع وارتفاعات نقط معلومة على سطح الأرض مع الأخذ فى الحسبان أثناء إجراء عمليات القياس الشكل الحقيقى للكرة الأرضية. والعلم الثانى هو الجيوفيزيقي أو علم الطبيعة الأرضية Geophysics الذى يكشف للجيومورفولوجى خبايا القوى التى تسكن باطن الأرض، لكنها تؤثر فى تشكيل سطح الأرض كالزلازل والبراكين، كما أنها تيسر للجيومورفولوجى فهم مجمل العمليات التكتونية، وتكوين تصور نظرى لها. أما الصلة الوثيقة والرباط المتين بين

الجيومورفولوجيا والجيولوجيا Geology فلا مرأى فيه . ويتضح مدى الرباط المتين بينهما حينما نقول: إن على الجيومورفولوجى أن يدرس منطقة البحث جيولوجياً وعلى أعلى مستوى، إذا لم يجد أمامه دراسة جيولوجية أخرى سابقة لها . ولهذا توصف الجيومورفولوجيا فى بعض الأحيان على أنها همزة الوصل بين الجغرافيا والجيولوجيا، أو أنها تمثل نطاق الحدود بينهما، وإن كان هذا القول لا يصدق على محتوى العلمين، وبالتالي فهو يجافى الصواب. ومع هذا يمكن القول أن أجزاء من الجيومورفولوجيا يمكن اعتبارها معابر بين العلمين. ويبقى العلم الرابع ذو الصلة الوثيقة بالجيومورفولوجيا، وهو علم البتروجرافيا Petrography، أو علم الصخور، الذى يقوم بدراسة بناء قشرة الأرض السطحية، التى ينظم الجيولوجى فيما بعد أعمارها ووحداتها الزمنية، وهنا يبدو التعاشق التام بين الجيومورفولوجيا وبين البتروجرافيا، كما هى الحال بينها وبين الجيولوجيا. فعن طريق الدراسات البتروجرافية يتعرف الجيومورفولوجى على خصائص مواد البناء التى توازى فى أهميتها نظام البنية لأشكال سطح الأرض.

ويظهر مما سبق الارتباط الوثيق بين الجيومورفولوجيا وعلوم أخرى مجاورة. وإن الذى لا يقترب من معارف تلك العلوم بالقدر الكافى، لا يمكنه التعمق فى دراسة هذا العلم، ولا يمكنه التمكن من حقل البحث الجيومورفولوجى الصحيح. لكننا ينبغي أن نؤكد الصلة العضوية بين الجيومورفولوجيا والجغرافيا. ويجب أن لا نمل التأكيد على تأصيل جذور الجيومورفولوجيا فى الحقل الجغرافى، رغم صلاتها بالجيولوجيا. وحينما نضع الدراسة الجيومورفولوجية فى إطار البيئة الجغرافية العامة، التى هى بالنسبة لها الأساس والمرتكز، فإن الطريق يصبح سهلاً لتفهم الرباط المتين بين الجيومورفولوجيا والمناخ والجغرافيا النباتية، إضافة إلى علم الخرائط (الكارتوجرافيا) الذى يمثل الأساس لأية دراسة جغرافية دقيقة.

من هذا العرض الموجز لمفهوم الجيومورفولوجيا وصلاتها بالجغرافيا وبالعلوم الأخرى المجاورة، يتضح لنا أنها ليست مجرد علم أو دراسة تمهيدية، وإنما هى جزء مكمل ومتعمق للجغرافيا. ولا يمكن الحديث عن البناء العلمى الجغرافى إلا إذا بدأنا بأساسه الجيومورفولوجى.

تطور الفكر الجيومورفولوجي

إن النظرة التاريخية لأى علم، مفيدة للغاية. ففى إظهار الأفكار والحقائق التى توصل إليها علماء أفاضل، خصوصاً ما بقى منها صالحاً على الزمن، مازال يفرخ ويثمر، إكبار لهم، وإكرام لذكراهم، وتشجيع لتلامذة هذا العلم على بذل الجهد، ومواصلة العطاء كى يستمر التطور والنمو.

الفكر الجيومورفولوجي في العصور القديمة

تبلور علم الجغرافيا وكان له كيان علمي معلوم في العهد الإغريقي، لكن الجيومورفولوجيا لم تكن عضواً فيه ولا جزءاً مكماً له، وإنما كان الاهتمام منصباً على بعض الحقائق. والمشاكل الجيومورفولوجية والجيولوجية الحركية التي تأخذ بالألياب. وكان الانتقال من الوصف المبنى على أساس دقيق من الملاحظة إلى محاولة الاستقراء والتفسير سريعاً للغاية. ومن بين تلك الحقائق والظواهر الكبرى المؤثرة، والتي كانت تحفز إلى التأمل في طبيعتها ومحاولة التعرف على كنهها وأصل نشأتها ما يلي:

الزلازل:

كان أرسطو (٣٨٤ - ٣٢٢ ق. م) يرى في أصل نشأتها الاضطرابات التي تحدثها أحوال الطقس في جوف الأرض، وأن مناطق توزيعها تنحصر في النطاقات الساحلية التي تزخر بالكهوف والمغارات. كما سجل آراء لمن سبقوه في أسباب حدوث الزلازل، منها رأى أناكسيمينيس Anaximenes الذي قال بأن السبب هو انهيار الأرض بسبب التجفيف أو الهبوط. ورأى أناكساجوراس Anaxagoras، ومؤداه أن حدوث الزلازل مرتبط بانبثاق الهواء والنار والماء من الكهوف والفجوات التي تصل بين جوف الأرض وسطحها. وقد أورد استرابو (٥٤ ق. م - ٢٥ م) قائمة بالزلازل في نهاية أحد مؤلفاته. أما إبيكور Epikur فقد سرد عديداً من التفسيرات لحدوث الزلازل، معظمها ضرب من الخيال، ولم يقطع بصحة تفسير منها.

البراكين:

كتب إம்பيدوكليس Empedokles، حوالي عام ٤٩٠ ق. م، بأن ظواهر البراكين والينابيع الحارة، إنما تصدر في نواة الأرض المكونة من مواد نارية سائلة، والتي سبق لمعاصره فيثاغورس Pythagoras بتسميتها بالنار المركزية، وعلل لها فيتروف Vitruv بالتسخين الكيميائي.

وقد كتب عدد من شعراء الإغريق والرومان قصائد وملاحم في وصف بركان إتنا Etna، من بينهم الشاعر اليوناني بيندر Pindar (٥٢٢ - ٤٣٨ ق. م) الذي وصف ثوران عام ٤٧٨ ق. م، وكذلك فعل ليوسيليوس Lucilius. وكان لكبير الشعراء الرومان فيرجل Vergil (٧٠ - ١٩ ق. م) نظرية لظاهرة البركة عرضها في ملحمة الشعرية التي تحمل اسم «إتنا» عنواناً لها.

وفي عهد استرابو (٥٤ ق.م - ٢٥ م) صار التعرف على الجبال البركانية مألوفاً، وأصبح أصل نشأتها من الانبثاق البركاني معروفاً. بل إن بعض الكتاب في ذلك العهد مثل بلينيوس Plinius حقق تكوين جزر عن طريق الطفح وتراكم المصهورات البركانية. أما سينيكا Seneca (٤ ق.م - ٦٥ م) فقد خصص كتابه السادس لدراسة البراكين، فأتقن وصفها، وشرح مختلف الأفكار في أصل نشأتها، وتفسير ثوراناتها، وما أنشأتها من جبال بركانية مثل جبل إتنا وفيزوف. ويعتبر كل من فيلو جوديوس Philo Judaeus وأوفيد Ovid (شاعر روماني عاش فيما بين ٤٣ ق.م - ١٧ م) من بين من أسهموا في شرح الظواهر البركانية، ووصف تراكم المواد البركانية في أشكال مخروطية.

التغيرات الساحلية:

كانت تمثل مشكلة كثر وصفها ومناقشتها لدى الكتاب الإغريق والرومان، وهذا طبيعي بالنسبة لسكان دولتين تطلان على البحر المتوسط. فالشاعر المؤرخ الروماني أوفيد Ovid يذكر في كتابه «المسخ» هبوط مدينتين ساحليتين هما هيليس Helice وبوريس Buris وأورد استرابو قائمة بأسماء محلات عمرانية شاطئية تعرضت للهبوط. وذكر كل من أفلاطون Plato (٤٢٨ - ٣٤٧ ق.م) وثيوبومب Theopomp أسطورة هبوط واغراق جزيرة أطلانتيس Atlantis. وذكر أوريجينز Origines في كتابه الفلسفة أن الفيلسوف اليوناني زينوفانيس Xenophanes (حوالي عام ٦١٤ ق.م) شاهد متحجرات لأسماك وكلاب بحر في محاجر بالقرب من سيراكوزا في شرق صقلية، كما لاحظ وجود متحجرات أخرى لأوراق شجر الغار في جزيرة بأروس (من مجموعة جزر كيكلاديس Kyklades اليونانية)، ومتحجرات أخرى بحرية الأصل في صخور جزيرة مالطة.

وحسبما يذكر استرابو أن المؤرخ زانثوس Xanthus قد بنى نظريته القائلة بتقلص البحار وتراجع مياهها وانحسارها عن اليابس، على أساس ما شاهده من متحجرات بحرية الأصل، ومن وجود بحيرات مالحة في آسيا الصغرى. وقد توصل إلى نفس فكرة تغير منسوب البحار التي أصبحت فيما بعد حقيقة من الحقائق المهمة التي تلعب دوراً رئيسياً في المعرفة الجيولوجية والجيومورفولوجية كل من هيرودوت Herodotus (٤٨٥ - ٤٢٥ ق.م) الذي زار مصر وعثر في تلالها وهضابها على قواقع بحرية، فاستنتج أنها كانت مغمورة بمياه البحر، ثم انحسرت عنها، وأصبحت أرضاً يابسة. وكذلك إراتوستينيس Eratosthenes الجغرافي الفلكي اليوناني (٢٧٦ - ١٩٤ ق.م) الذي عثر

أيضاً على قواقع بحرية وقشور ملحية فيما حول السويس، وكذلك في صحراء مصر الغربية ابتداء من ساحلها الشمالي حتى واحة سيوة (واحة آمون).

ولقد فسر فيلوجيوديس Philo Judaeus انفصال جزيرة صقلية عن شبه جزيرة إيطاليا بأسلوب جيومورفولوجي صرف، حين أرجع السبب إلى فعل الأمواج. ووصف بلينيوس Plinius (٢٣ ق. م - ٧٩ م) عالم التاريخ الطبيعى الرومانى تعاقب طغيان المياه على بحر وادين Wadden عبر جزر فريزيان وانحساره عنها (شمال هولندا)، وفى ذلك معرفة بما سمى فيما بعد بظاهرة المد والجزر.

وقد اعتقد سينيكا Seneca (٤ ق. م - ٦٥ م) الكاتب الرومانى فى تكرار الطغيان البحرى على اليابس وانحساره عنه على فترات وفى دورات. وذكر أكثر من مؤلف يونانى وعلى رأسهم أرسطو (٣٨٤ - ٣٦٢ ق.م) وايراتوستثينس، وهيبارخوس Hipparchus (القرن الثانى قبل الميلاد) العالم الفلكى اليونانى، ظاهرة الارتفاع والهبوط التى تصيب قشرة الأرض اليابسة والقيعان البحرية، لكنهم فسروا حدوثها بصراع الرياح فى جوف الأرض. وتمكن كيورتيوس ريوفيفوس Curtus Rufus فى مؤلفه «تاريخ الإسكندر الإغريقى» من اكتشاف قوة النحت بواسطة الأمواج.

السهول الفيضية والدالات،

موضوع نشأة السهول الفيضية والدالات من بين الموضوعات التى طرقها القدماء، وشغلت أذهان الجغرافيين الاغريق على الخصوص، بوصفها وكيفية نشأتها، وتوصلوا فى هذا وذاك إلى نتائج طبية فى بعض الأحيان. فقد وصف هيكاتايوس Hekataios مصر بأنها «هبة النيل». وقد اقتبس هيرودوت منه هذا التعبير. واستخدمه بذكاء وفطنة، مشيراً إلى أن أرض النيل وخصوبتها من صنع ذلك النهر، وأن مياهه حيثما سارت وفاضت، أرسبت ذلك الطمي الرصاصى اللون، الذى يرفع أرض مصر، بزيادة سمكه، عاماً بعد عام. كما أشار إلى الاختلاف الواضح بين هذا الطين المسود الداكن اللون من جهة، وبين الرمال المحمرة التى تغطى الصحراء «الليبية» (صحراء مصر الغربية) وأراضى الصحراء السورية وصحراء الجزيرة العربية الصخرية والرملية. ومن العجيب أن يجرى مقارنة بين الأراضى التى كونها النيل، وبين أحد خليجي البحر الأحمر، وهو الخليج «العربى»، ويتصور امكانية ردمه وتحويله أرضاً يابسة بواسطة «النيل» فى مدة تتراوح بين ١٠٠٠٠ - ٢٢٠٠٠ سنة.

وقد أخذ أرسطو كثيراً من آراء وأفكار هيرودوت، واعتقد أن بحر آزوف أخذ فى

الامتلاء السريع بالرواسب التى تجلبها المجارى المائية. واعتقد بوليبيوس Polybius المؤرخ اليونانى الذى عاش بين عامى ٢٠٠ - ١١٨ ق.م، أن البحر الأسود ذاته يردم تدريجياً بالرواسب التى يجلبها ويلقيها فيه نهر الدانوب، لكنه لم يحدد الزمن الذى يمكن أن يتم فيه الإطماء.

والواقع أن مثل هذه الآراء العبقريّة التى ثبت الكثير منها بالدراسات الحديثة، لم يقتصر استنتاجها وتطبيقها على مصر ونيلها، بل شمل كذلك معظم حوض البحر المتوسط وحوض البحر الأسود، وامتد تطبيقها على حوض نهر السند وحوض نهر الجانج، حين ذكر ميجاستينيس Megasthenes الجغرافى المؤرخ اليونانى أن أراضي السند وسهول بنغال من صنع النهرين. وكان استرابو يهوى ملاحظة التغيرات التى تحدث فى المناطق الساحلية، ويعللها دائماً بالرواسب التى تجلبها المجارى المائية. ولعله أول من أشار أيضاً إلى ظاهرة التغيرات أو المنعطفات النهرية.

الأنهار والأودية النهرية:

وقد حظيت الأنهار ونشأتها، والأودية وتكوينها باهتمام الجغرافيين والمؤرخين القدماء. ورغم أفكارهم القيمة بشأن قدرة مياه الأنهار على نقل الرواسب وإلقائها فى البحار والخجان، وردمها وتكوين السهول الفيضية والدالات، فإنهم مكثوا طويلاً فى الظلام يتلمسون أصل نشأة الأنهار، ويذكرون أسباباً كثيرة منها ما هو بعيد عن الصواب. من ذلك ما اعتقده الجغرافيون الايونيون من أن الأنهار كلها على اتصال جوفى بالبحار. ورأى أفلاطون أن جوف الأرض، مثلاً يزخر بالمواد النارية السائلة، والمجارى الطينية والهواء، فإنه يحوى الكثير من المياه التى نفدت من سطح الأرض إلى باطنها، وكونت جداول ومجارى، ما تلبث أن تنبثق إلى السطح مرة أخرى، فى هيئة ينابيع وأنهار وبحيرات.

يعرض أرسطو فكرة مشابهة لتكوين الأنهار، فمياه الأمطار تغور فى الصخور الجيرية، وتتجمع مع مياه الهواء الموجود فى باطن الأرض، والذى يتكثف ويتحول إلى ماء بسبب البرودة، فى كهوف ومغاور، ومنها تنبثق فى عيون وينابيع على سطح الأرض. والواقع أن ما كان يشاهده علماء الاغريق والرومان من ظواهر كارستية فى بلادهم المطيرة المؤلفة من صخور جيرية، كان يقودهم إلى نتائج فى أصل نشأة الأنهار تبتعد نوعاً عن الحقيقة. كأن يرون الجريان السطحى عقب سقوط الأمطار لمسافات قصيرة نوعاً، ثم تغور المياه فجأة، وهى الظاهرة التى ندعوها الآن بالأنهار العمياء، ثم

يشاهدون المياه وقد انبثقت من خلال الصخور، مكونة للينابيع التي تستقى منها الأنهار.

وفي أصل نشأة النيل يقول بلينيوس Plinius، إنه بعد أن يجرى باطنياً مسافة طويلة، تنبثق مياهه على السطح، ويرى نور العالم في مصر. ويرى سينيكا Seneca أن مخزن المياه الجوفى يتغذى بتكثيف الهواء الباطنى. إضافة إلى ما يرد إليه باطنياً من مياه البحر، كما اعتقد أن كل مياه الينابيع هي في الأصل مياه أمطار تسربت إلى داخل الأرض.

ولقد جذبت ظواهر تكوين الأودية النهرية وأشكالها انتباه الجغرافيين القدامى، خصوصاً منها الأودية الجبلية، في منطقة البحر المتوسط وغيرها، لكنهم لم يتمكنوا من الوصول إلى تفسير صحيح لها. ولقد ذكر وصف وتفسير للأودية الجبلية العرضية في الجزء الثالث من كتاب يو - كونج Yu - Kung في الوصف الجغرافى لأقدم الامبراطوريات الصينية، الذى ألفه يو Yu وزير الامبراطور ياو Yau. وأشار هيرودوت إلى وادى إسكر Isker الخانقى الذى يخترق منطقة هاموس وجبال البلقان (شرقى صوفيا ونابعا من هضبة رودوب ليصب فى الدانوب)، وكذلك خانق بينايوس Peneios الذى ينتهى فى وادى تيمبى Tempe (الذى يخترق الجبال وينتهى فى خليج سالونيكاً شمال غرب بحر إيجة).

الفكر الجيومورفولوجي في العصور الوسطى

عند الأوربيين:

على الرغم من هذه البدايات الواعدة فى تطور علم الجيومورفولوجيا عند القدامى، فإن بناء صرح هذا العلم قد استمر بعد ذلك فيما يزيد على ألف سنة. وما من شك فى أن جذوره تتواجد فيما تركه الأقدمون من حصيلة علمية قيمة، لا فيما تركه بحاث العصور الوسطى التى امتدت حتى القرن الخامس عشر، تلك العصور التى أظلمت علمياً، وتوقف أثناءها البحث فى العلوم الطبيعية أو كاد. ومع أن الأقدمين قد اتبعوا مناهج ووسائل بحث قيمة، كالدراصة المقارنة والبحث عن السبب ومعرفة الأصل والعلّة، مستنديين على حصيلة الملاحظة الدقيقة والمشاهدة المدققة، فإننا لا نجد فيما تركوه من تراث علمى أية محاولة واضحة للكشف عن البناء الجيولوجى، وعن فكرة التطور. ومن الممكن أن ندخل القوى التى اقترحوها لأصل نشأة الأشكال الأرضية ضمن نظرية الطفرة Catastrophism أى التغير المفاجئ لتضاريس سطح الأرض.

ومع ذلك فإننا لا ينبغي أن ننقل من قدر دراسة جغرافية البلدان التي قام بها كل من هيكتايوس Hekataeus، وهيرودوت، وبيثياس Pytheas (القرن الرابع قبل الميلاد - جغرافي وملاح وعالم فلك يوناني ارتاد شواطئ أوروبا الأطلسية) وبولاببيوس Polybius (مؤرخ وجغرافي يوناني عاش فيما بين ٢٠٠ - ١١٨ ق.م)، واسترابو. لكن كانت تنقص هؤلاء جميعاً الخريطة الجغرافية، التي تصلح للدراسات الجيومورفولوجية.

ويمكن القول بأن المعرفة الجيومورفولوجية الحقيقية عند هؤلاء الأقدمين، تتواجد على الخصوص في المحيط العام الذي يضم المعارف الطبيعية، في مثل أسفار أرسطو، وعلى وجه التحديد كتابه «المتيورولوجيا»، وفي مؤلف استرابو «الجغرافيا»، وفي الكتاب الثاني من مؤلف بلينيوس «التاريخ الطبيعي»، وفي كتاب «المسائل الطبيعية» للعالم سنيكا. وكل هذه المؤلفات تعتبر «دوائر معارف» للجغرافيا الطبيعية عند هؤلاء العلماء القدامى.

وقد اقتصر الجغرافيا الطبيعية في العصور الوسطى على الاقتباس من معارف الأقدمين وأفكارهم، إضافة إلى الاعتماد على ما جاء في الانجيل من معرفة طبيعية، كانت تعتبر كاملة صادقة لا تقبل الجدل. ولهذا فإن فكرة التطور لم تكن مقبولة، بل لم يكن يسمح باعلانها فضلاً عن اعتناقها والأخذ بها في الدراسات الجغرافية الطبيعية.

وفي العصور الوسطى ساد الاعتقاد بالاختلاف في مناسيب البحار، وإن كان البعض قد نادى ولو نظرياً بخطئه مثل ألبرت الكبير Albertus Magnus (١٢٠٠ - ١٢٨٠ م) الفيلسوف اللاهوتي الألماني. وحظيت فكرة اتصال الأنهار الجوفية بالأنهار السطحية بالانتشار، كما أضحت فكرة اعتبار «مياه الجنة» منبعاً لكل الأنهار مقبولة. لكن عادت المعتقدات القديمة الخاصة بتغذية البحار والمحيطات للأنهار بالمياه، إلى الظهور والشروع بالتدرج مرة أخرى، إضافة إلى إحياء الأفكار الأخرى الخاصة بالمجاري الباطنية، وإلى ما ذكره ألبرت الكبير من تبخر مياه البحار، وسقوط الأمطار، ونفاذ المياه إلى جوف الأرض، وتجمعها في مخازن جوفية كبيرة، وظهورها على السطح في عيون وينابيع.

ودون خوض في ذكر تفاصيل معارف الجغرافيا الطبيعية في العصور الوسطى في أوروبا يمكننا اختيار مؤلفين يمثلان تلك العهود المظلمة الطويلة. الأول اسودورس هيسبالينسيس Isidorus Hispalensis وهو مجرد جامع للمعلومات الطبيعية، خصص سبعة أجزاء من مؤلفاته العشرين لذكر المعارف الشائعة والخاصة بالهيدروجرافيا،

واليابس، والجزر، والجبال، والبراكين، والزلازل. أما الثاني فهو ألبرت الكبير الذى يعد باحثاً أعمل الفكر فى تفسير الظواهر والأشكال الأرضية، وإن تشابهت تفسيراته فى معرفة أصل النشأة مع تفسيرات الأقدمين، فالجبال المنفردة من خلق الزلازل. والجبال عنده على أنواع منها الصخرى الصلد، ومنها المكون من التوفا، ومنها الحصوى التركيب المحتوى على أصداف وقواقع مما يدل على بنائه البحرى. وهنا يعتقد ألبرت الكبير بوجود دورة للغلاف المائى حول الكرة الأرضية، سببها حركة النجوم فى السماء، وهى الأصل فى تشكيل سطح الأرض. فالجبال والوديان انعكاس لتبادل تكوين البحار وزوالها. ولعل فى هذا إحياء بعمليات الهبوط والارتفاع فى قشرة الأرض.

عند العرب والمسلمين:

ترجم العرب التراث الاغريقى القديم، واستوعبوا كل ما جاء فيه، وأضافوا إليه، وشرحوا بعض التطبيقات والأمثلة العملية. واشتهر من بين الباحث فى الجغرافيا الطبيعية: المسعودى وإخوان الصفا فى القرن الرابع الهجرى (العاشر الميلادى)، والكرخى والبىرونى وابن سينا فى القرن الخامس الهجرى (الحادى عشر الميلادى). وقد تضمنت المعلومات التى ذكرها هؤلاء العلماء الكثير من الأفكار الخاصة بأشكال سطح الأرض، والتغيرات التى تحدث بالسواحل نتيجة للتبادل بين اليابس والماء، والجبال التى تنشأ عن الحركات الباطنية التى تسبب الزلازل والبراكين وتدفق المياه الباطنية وانبثاقها فى هيئة عيون وينابيع.

فقد نقل المسعودى المؤرخ والجغرافى العربى المتوفى سنة ٩٥٦ م (صاحب مروج الذهب ومعادن الجوهر) عن كتاب المنطق لأرسطو فكرة التغير والتبادل بين اليابس والماء، فلا البحر يبقى بحراً دائماً، ولا اليابس يدوم يابساً، وذلك لصب الأنهار فيها، وانقطاعها عنها. وطبق هذا رأى على بلاد العراق مبيناً أثر نهري الدجلة والفرات، وما يجلبانه من كميات ضخمة من الرواسب، فى ظهور أراضى جديدة. كما أوضح تغير مواضع الأنهار وأثر هذا التغير فى اختلاف مواقع العمران، وذلك حينما ذكر انتقال مجرى نهر دجلة من موضع لآخر شرقى بغداد، وأشار إلى تعمير أمكنة وخراب أمكنة أخرى بسبب هذا الانتقال.

وقد كتب إخوان الصفا (القرن الرابع الهجرى أى العاشر الميلادى) رسائل مشهورة فى مختلف ألوان المعرفة، واحتوت تلك الرسائل الكثير من أفكار الاغريق والرومان، ومن بينها أيضاً التبادل بين اليابس والماء. فالبحر يصير يابساً بما يرد إليه من رواسب

تحملها إليه الأنهار، فتتراكم على قاعه، وبمرور الزمن يعلو هذا القاع مكوناً جبالاً وتلالاً، وبذلك ترتفع المياه في البحر وتعلو، وتطغى على اليابس الذى يصير بحراً.

ويظهر فى القرن الخامس الهجرى (الحادى عشر الميلادى) محمد بن الحاسب الكرخى، الذى ألف كتاباً اسمه «أنماط المياه الخفيفة، وفيه يشرح كيفية استخراج المياه الجوفية. وفى مقدمة كتابه وصف للأرض، ويذكر فيه أن بها حركات دائمة، يترتب عليها انهيار الجبال، وتفتت موادها، ونقل تلك المواد بواسطة المجارى المائية، وارسابها فى أماكن أخرى، حيث تجتمع، فتتحرك الأرض طلباً للمساواة والتعادل، فتتغير لذلك عروض البلاد، ويكون ذلك سبباً فى انتقال البحار، وظهور عيون، واختفاء عيون أخرى، ويكون ذلك كله بالتدريج. وفى هذا الحديث أفكار واضحة عن دورة التضاريس والتوازن الأرضى.

ويعالج أبو حيان البيرونى الصلة بين اليابس والماء بأمثلة واضحة، حينما يذكر أن شمال الجزيرة العربية كان جزء من البحر، وأدلتة على ذلك واضحة تتمثل فيما ذكره من العثور على مستحجرات (حفريات) بحرية عند حفر الآبار (أصداف وودع). أو حينما يؤكد أن سهول الهند كانت بحراً قديماً ملأته الرواسب الضخمة التى تأتى بها الأنهار، بل إنه وصف التصنيف الارسابى لتلك الأنهار حسب أحجام الرواسب فى مجاريها العليا والوسطى والدنيا.

أما أبو على الحسين بن سينا فقد كان عالماً طبيعياً كما كان حاذقاً فى الفلسفة والطب. ولا يكاد يخلو كتاب جيومورفولوجى من ذكر ابن سينا ضمن الرواد الأول الذين وضعوا لبنات فى صرح هذا العلم وقد عالج ابن سينا ظواهر جيومورفولوجية متعددة، منها كيفية تكوين الجبال: فقال أن بعضها ينشأ عن عمليات باطنية رافعة كذلك التى تصاحب الزلازل، وهذه تحدث دفعة واحدة، وبعضها الآخر ينشأ نتيجة لفعل المياه الجارية والرياح، وهذه تحتاج إلى وقت طويل لتشكيلها، مما يدل على أن هذا الرجل كان واعياً بمبدأ التطور المتدرج البطيء للأشكال الأرضية التى تنجم عن فعل عمليات التعرية.

وقد أدرك ابن سينا فكرة التتابع الصخرى فى هيئة طبقات متفاوتة الأعمار، وأشار إلى الوقت اللازم لتحول الرواسب المفككة اللينة إلى صخر صلب، كما استخدم هو والبيرونى الحفريات البحرية للدلالة على التغير والتبادل بين اليابس والماء.

الفكر الجيومورفولوجي

من القرن الخامس عشر حتى القرن الثامن عشر

قدم الاغريق والرومان أفكاراً طيبة في مجال المعرفة الجيومورفولوجية اقتبسها العرب المسلمون وأضافوا إليها، كما أسلفنا، وحفظوها ليترجمها الغرب إبان عصر النهضة، ويبني عليها الجديد ابتداء من القرن الخامس عشر، لتكون نبراساً يهتدى بها علماء القرن الثامن عشر. وقد كان للتقدم الذي حدث للعلوم الأخرى أثره البين في تطور علم الجيومورفولوجيا أثناء تلك الحقبة الطويلة التي امتدت زهاء ثلاثة قرون.

فقد تطورت علوم الرياضة والعلوم الطبيعية في هدى مناهج الملاحظة والتجريب، والحساب والقياس بالمعدات والآلات، والنظر إلى الظواهر بالمناظر الموضوعي. كل ذلك كون الأسس الحقيقية التي قامت عليها المعرفة الصحيحة للأشكال الأرضية والقواعد الحقبة التي مكنت علم الجيومورفولوجيا من النمو والتطور.

ولعل أهم ما تمخضت عنه تلك الحقبة في سلسلة مراحل بناء ونمو هذا العلم ما يلي:

١- إنشاء الخريطة الجغرافية الدقيقة.

٢- دراسة بناء الأرض.

ولإنشاء الخريطة الدقيقة كان لابد من ابتداء وتطوير وتحسين أدوات القياس، وقد استمر ذلك، وحدث على مراحل ابتداء من القرن الخامس عشر حتى نهاية القرن الثامن عشر، حين أمكن الوصول بتلك الوسائل إلى رسم خرائط دقيقة، تكون أساساً للبحث الجيومورفولوجي، وكانت البداية قامة يعقوب Jakob-Staff في سنة ١٤٧٠، ثم ابتداء التيليسكوب سنة ١٦٠٠، وقد استخدمه بيكارد Picard في سنة ١٦٦٨ في تعيين دوائر العرض، وصنع الورنية بواسطة الفرنسي Vernier سنة ١٦٣١، فاختراع آلة السدس بواسطة هادلي Hadley سنة ١٧٣١. وأمكن بوسائل مختلفة تعيين خطوط الطول ابتداء من سنة ١٦٦٦، إلا أن الدقة لم تصل منتهاها إلا في سنة ١٨٠٠. وفيما بين النقاط الفلكية المعينة أمكن للعالم سنيليوس Senellius تقرير شبكة التثليث.

وفي نفس الوقت خطت عمليات قياس الارتفاع خطوات حثيثة نحو الدقة باكتشاف أدوات قياس الضغط (الباروميتر بواسطة توريشيللي Torricelli سنة ١٦٤٣) والحرارة (الترمومتر بواسطة جاليليو Galilio سنة ١٥٩٧). وفي سنة ١٦٤٨ تمكن الفرنسي بيرير Perier من فوق جبل ببي دي دوم Puy de Dome (وارتفاعه ١٤٦٥ متر) في فرنسا، أن يثبت انخفاض الضغط الجوي بالارتفاع عن سطح البحر، وفي عام ١٦٥٨

أخرج العالم الرياضى الفرنسى باسكال Pascal دراسة دقيقة مفصلة عن الضغط الجوى . ووضع مواطنه دى لوك De Luc في سنة ١٧٧٢ الصيغ البارومترية اللازمة لأحوال المناخ، وابتداء من عام ١٧٠٠ أمكن أيضاً قياس الارتفاع المثلى.

وقد منحت هذه القياسات للخريطة هيكلاً صحيحاً. لكن تطلب استعمالها لعرض المعلومات الجيومورفولوجية وقتاً طويلاً. فقد كان إظهار التضاريس عليها بشكل رسومات يستحيل أن تكون معبرة، إلى أن تمكن دوكارلا - بونيغاس - Ducarla Bonifas من ابتداء خطوط الارتفاعات المتساوية سنة ١٧٩١، واستطاع ليلمان Lehmann سنة ١٧٩٩ من ابتكار الترقين، وأمكن استخدام هذه الخطوط وذلك الترقين في عرض الأشكال الأرضية كالجبال والوديان على الخريطة. وبذلك أصبح وصف وشرح الظاهرات الجيومورفولوجية ومقارنتها بنظائرها في جهات قصية عن بعضها ممكناً.

وكان لايد من معرفة بناء قشرة الأرض حتى يمكن الإمام بأصول نشأة الأشكال الأرضية، وقد قامت هذه المعرفة بالتدريج على أكتاف الجيولوجيين الحداثيين. فقد تمكن ليونارد دافنشى Leonardo Da Vinci وكولونا Colonna (فيما بين عامي ١٥٦٧ - ١٦٥٠) من اكتشاف أهمية الحفريات في معرفة تاريخ الأرض، وتعرف أووين Owin سنة ١٥٧٠ اتساع توزيع الصخور والطبقات الصخرية بنظام معلوم، وكان نيكولاس ستينو Nikolaus Steno (١٦٣٨ - ١٦٨٧) أول من صنف بناء الجبال، فقسمها إلى جبال بلورية، وأخرى كلاسية، وثالثة تحوى صخورها حفريات. واستطاع كل من ليلمان Johann Gottlob Lehmann، وليبنيتز Leibniz إنشاء أول قطاع جيولوجى سنة ١٦٦٩، وإظهار أهمية التوضع الطبقي في تقرير العمر والتتابع الزمنى، وأنشأ مارتين ليستر Martin Lister سنة ١٦٨٤ أول خريطة جيولوجية (لشمال إنجلترا)، وأعلن بيفو Buffon الفرنسى أول تقدير علمى لعمر الأرض مقداره ٧٤٨٠٠ سنة وكان ذلك سنة ١٧٧٨.

المدارس الجيومورفولوجية في القرن الثامن عشر

وأثرها في إثراء المعرفة وتطور الفكر الجيومورفولوجي

وقد كان للمدارس الجيولوجية المتعارضة أثرها البين في توسيع المعرفة الجيولوجية، ومن ثم إثراء الأفكار الخاصة ببناء الأرض، وتركيب الأشكال الأرضية، فانفتحت الجيومورفولوجيا وأفادت كثيراً من ارتباطها بالتقدم والنمو الذى حدث في حقل الجيولوجيا.

وأولى تلك المدارس كانت تعرف بمدرسة نبتون Neptune، وكان يقزعمها الألماني أبراهام فيرنر Abraham Gottlob Werner (١٧٥٠ - ١٨١٧) الذي يعد مؤسس الجيولوجيا الحديثة. وكانت تؤمن بالنشأة الكيميائية للصخور الأولية، فهي عند تلك المدرسة إرسابات من محاليل مائية (ومن ثم نبتون إله البحر والماء عند الإغريق القدامى)، ومن الجبال القديمة نشأت الجبال الطباقية الصخر، ويلحق الجبال تغير وتحول بعد ذلك، يترتب عليهما تقرير نظام الصخور، وفي أثناء ذلك تسنح الفرص لاحتواء الحفريات بين طبقات الصخور. وإذا كانت هذه المدرسة قد جانبها الصواب في معرفة نشأة الصخور الأولية، فإن الفضل يرجع إلى زعيمها فيرنر في إظهار أهمية تأثير نوع الصخر الذي يؤلف بنية منطقة ما على أشكال وتضاريس سطحها.

وكانت المدرسة الثانية تعرف باسم بلوتو Pluto، وكان يقزعمها الاسكتلندي جيمس هاطون James Hutton (١٧٢٦ - ١٧٩٧) وليوبولد فون بوخ Leopold Von Buch (١٧٧٤ - ١٨٥٣) في ألمانيا وقد هاجمت هذه المدرسة آراء مدرسة نبتون فيما يختص بنشأة الصخور الأولية، وقالت بنشأتها في أعماق الأرض (بلوتو؛ إله باطن الأرض عند الإغريق القدامى). وإلى هذه المدرسة يرجع الفضل في إرساء المبادئ الصحيحة لدراسة الصخور النارية والمتحولة، كما ابتدعت نظرية الرفع لتفسير بناء الجبال، والواقع أن جيمس هاطون كان أول من أدخل التجريب سنة ١٧٩١ في الدراسة الجيولوجية. وكان إنماد وتطوير منهج الدراسات الاستراتيجرافية سنة ١٧٩٦ على يد وليم سميث William Smith (١٧٦٩ - ١٨٣٩) آخر حلقة في سلسلة هذا التطور الجيولوجي المبكر، وبواسطة اتباع هذا المنهج أمكن إجراء المقارنة والموازاة بين الطبقات المتشابهة والحفريات المتماثلة في جهات متباعدة عن بعضها.

ويظهر نظرية الفجائية أو الطفرة Catastrophism على يد كوفير Cuvier (١٧٦٢ - ١٨٣٩) كان من الممكن أن يتوقف الفكر، وتنتهي كل المشاكل بالحل الفجائي، فجميع أشكال سطح الأرض ترجع في نشأتها إلى عمليات فجائية أحدثت وتحدث التغيرات الرئيسية في سطح الأرض بسرعة مفاجئة. لكن ظهرت أفكار أخرى معاصرة تؤمن بالتطور تبلورت في مبادئ بقيت على الزمن لثبوت صحتها. وتنسب تلك الأفكار لعدد من العلماء المتعاصرين أهمهم جيمس هاطون (١٧٢٦ - ١٧٩٧) في بريطانيا، وفون هوف K.A. Von Hof (١٧٧١ - ١٨٣٧) في ألمانيا، ثم جون بلايفير John Playfair (١٧٤٨ - ١٨١٩)، وتشارلز ليل (١٧٩٧ - ١٨٧٥) اللذان شرحا أفكار

جيمس هاطون وفسرها من بعده، وبالتالي حفظها من الضياع، ثم تشارلز داروين .Charles Darwin

وتنسب لجيمس هاطون عبارة مشهورة كان لها أثرها البين في تطور الدراسات المورفولوجية هي: «أن الحاضر هو مفتاح لدراسة الماضي» "The Present is the Key to the Past"، ذلك أن تفسير التغيرات السالفة التي انتابت سطح الأرض يأتي عن طريق التعرف على العمليات الدائبة في تشكيله في وقتنا الحاضر. وقد كتب جيمس هاطون في مؤلفه الذي صدر سنة ١٧٩٥ بعنوان «نظرية الأرض» "The Theory of the Earth" أن الجبال قد تكونت نتيجة لحفر الوديان، وأن الأودية يتم حفرها بواسطة النحت باحتكاك المواد الصلبة الآتية من الجبال.

وتنسب أيضاً لفون هوف Von Hoff عبارة بنفس المعنى السالف الذكر لهاطون هي: إن تطور سطح الأرض يمكن تفسيره عن طريق القوى المؤثرة فيه حالياً.

"Die Entwicklung der Erde sei aus den heute wirkenden Kraefte zu erklaeren".

وقد نأس على هذه الأفكار مبدأ التطور التدريجي المنتظم البطيء Uniformitarianism، ذلك أن كل التغيرات التي تحدث في وجه الأرض قد تمت، ويتم بطريقة تدريجية، استغرقت وتستغرق أزماناً طويلة. وقد تلقف بلايفير آراء هاطون وعرضها وفسرها وأضاف إليها في كتابه الذي نشره عام ١٨٠٢ بعنوان: «إيضاحات لنظرية الأرض لهاطون» "Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth" وقد عرف وحدد وسط آراء هاطون الخاصة بمبدأ التطور التدريجي البطيء للأشكال الأرضية.

أما تشارلز ليل فكان أشد المتحمسين لفكرة التطور المنتظم التدريجي البطيء، وأصبحت المفهوم الرئيسي الذي جعله محور دراساته في مؤلفه أصول الجيولوجيا Principles of geology (١٨٣٠ - ١٨٣٢) والذي اعتبره «محاولة لتفسير التغيرات السالفة لسطح الأرض بالرجوع إلى الأسباب (القوى) الدائبة العمل في وقتنا الحاضر».

وكان لنظرية تشارلز داروين (١٨٠٩ - ١٨٨٢) الخاصة بالوراثة Theory of Heredity أثرها في إرساء قواعد التتابع والتطور التدريجي.

وقد أطلقت هذه الأفكار العنان للبحث العلمي الجيومورفولوجي، فأخذ بالتقدم حثيثاً. ومع بعض التحفظات المعلومة، يمكن القول بأهمية مبدأ الاستمرارية، إلى جوار التطور التدريجي البطيء. ورغم هذا فإن مبدأ الطفرة، على هوانه، لا يمكن انكاره تماماً.

الفكر الجيومورفولوجي في القرن التاسع عشر

والقرن العشرين

اعتمدت دراسة تشكيل الأرض في مراحلها الاعدادية المذكورة اعتماداً كلياً على جميع العلوم الأرضية. ولم تستطع في ارتقائها سلم التطور والنمو، أن تتقدم خطوة بذاتها المستقلة، وكانت دائماً تتغذى على موائد العلوم الأخرى. لكنها مع الزمن بدأت تخلص، نتيجة لازدياد ونمو المعرفة، واكتشاف مناهج وأساليب بحث نافعة في مختلف علوم الأرض، أفادت منها لإقامة بنائها.

الإسهام الألماني

وفي النصف الثاني من القرن الثامن عشر ومطلع القرن التاسع عشر، بدأ البناء الأصولي للجيومورفولوجيا في التبلور والظهور، وذلك بسبب ارتباطها الوثيق حينئذ بالجيولوجيا، التي كانت آخذة في النمو السريع على أيدي مشايخي مختلف المدارس الجيولوجية، التي كان النقاش العلمي المثمر محتدماً بينها. ومع ذلك فقد ظلت الجيومورفولوجيا جزء من أشكال سطح الأرض، يجد له موضعاً في مؤلفات وكتب تعليم الجيوجنوسيا Geognosy (الاسم القديم للجيولوجيا)، مثل كتاب رويس Fr. Reuss في علم المعادن والمنشور سنة ١٨٠٥ في ليبزيغ وعلم المعادن Minerology مثل كتاب ريشتر K.F. Richter (١٨١٢) وكون K.A. Kuehn (١٨٣٣) المنشورين في فرايبورج في الجيوجنوسيا (الجيولوجيا). فكانت الجيومورفولوجيا مجرد فرع مساعد للجيولوجيا التي تفتقر إلى النظرة العامة الشاملة للأرض.

وكان جوته Gothe أول من استخدم كلمة «مورفولوجيا» Morphologie وأدخلها في العلوم الطبيعية في سنة ١٨٠٧. أما تعبير «مورفولوجية سطح الأرض» فقد استخدمه لأول مرة كارل جوستاف كاروس Carl Gustav Carus سنة ١٨٤١. وقد خصص كارل فريدريش نومان Karl Friedrich Naumann «المورفولوجية سطح الأرض» فصلاً دسماً في كتابه في «الجيوجنوسيا» الذي صدر فيما بين عامي ١٨٥٠ - ١٨٥٤ في ليبزيغ. وقد درس في نحو مائة صفحة الموضوعات الآتية:

أولاً: مورفولوجية الأراضي اليابسة،

١ - المميزات العامة للكتل القارية، والتشابه العام في شكل أسطح الكتل القارية، ثم تصنيف القارات.

٢- أشكال التضاريس القارية: ومهد لدراستها بمفاهيم عامة عن الارتفاعات، والأحجام، والإقطاعات، والأرض العالية والمنخفضة، والجهات الجبلية والهضبية، والانحدارات. وخصص بعد ذلك دراسة للجبال، فعرّفها ثم قسمها إلى جبال كتلية وأخرى تمتد في سلاسل متصلة، وحدد انحداراتها واتجاهاتها وقممها وأعاليها وأسافلها، كما درس الهضاب والتلال والمنخفضات، وأفرد دراسة لأشكال جبلية خاصة كالجبال البركانية، والجبال المنقردة، كما بحث في الأودية، ومنحدراتها ومدرجاتها، وقيعانها، وبداياتها، ونهاياتها، وسهولها الفيضية.

ثانياً: الأشكال التضاريسية للقيعان البحرية:

وهنا درس الأعماق المحيطية، والقيعان المحيطية وسهولها العظمى، والقيعان البحرية بجوار السواحل، وخصائص الشواطئ البحرية، والحيوان المرجاني.

ثالثاً: نشأة القارات والجبال:

وهنا عرض لكيفية نشأة اليابس بعامة، والسلاسل الجبلية بخاصة، ثم تطور بناء الجبال، ونسب ذلك كله لحركات باطنية.

من هنا نرى أن الطريق أصبح ممهداً للدراسات الجيومورفولوجية المستقلة، فبعدما كانت دراسة الأشكال الأرضية تأتي بصورة عارضة، أصبح يخصص لها ما يشابه الكتب المراجع. ومع هذا لا ينبغي أن نخلط بين هذه الدراسات الوصفية وبين الدراسات المورفولوجية والمورفومترية التي ظهرت فيما بعد والتي جعلت من الجيومورفولوجيا علماً تفسيرياً وصفيّاً، وبالتالي منحت حياة جديدة.

ولقد دفع كل من فون هامبولت A.V. Humbolt وكارل ريتز Karl Ritter دماء جديدة في شرايين علم الجغرافيا بعامة، والقسم الطبيعي منها بخاصة. فاهتمت الدراسة على أيديهما بتحديد الظواهر: وضعها ووصفها من حيث الشكل والعدد اقليمياً، واعتبر الوصف الدقيق، وتحديد الشكل، والتوزيع الاقليمي أبرز سمات تلك المرحلة في تطور العلم، ويمكننا اعتبار «محاولة تقدير متوسط ارتفاع القارات، للعالم فون هامبولت (مقالة منشورة في حولية الطبيعة والكيمياء رقم ٥٧ سنة ١٨٤٢)، و«دراسات في الوضع الجغرافي والامتداد الأفقي لأجزاء الأرض» (مقالة منشورة سنة ١٨٣٢)، وما جاء بالمقاليتين من دراسات مفصلة للسواحل، وتحديد مفاهيمها، وتصنيفها، وتطورها، تمهيداً علمياً للاتجاه المورفوجرافي والمورفومتري في علم الجيومورفولوجيا.

وقد استمر عطاء كارل ريتز في ارساء قواعد الجغرافيا الطبيعية ودراسة أشكال سطح الأرض في محاضراته المنشورة في برلين سنة ١٨٦٢ تحت اسم «الجغرافيا

العامة، Allgemeine Erdkunde واعتبرها من بعده العالم أوسكار بيشيل O. Peschel أسساً للجغرافيا الطبيعية الحديثة. وقد أدخل كارل ريتز مفاهيم جديدة لتصنيف التضاريس، ومنها تضاريس المرتبة الأولى، وتضاريس المرتبة الثانية و Erste Klasse Zweite Klasse، واعتبر الجبال نظاماً، وفصل بين سلاسل الجبال، والجبال الكتلية، والجبال الانفرادية، وتابع توزيعها وامتداداتها، وبحث في قممها وممراتها، وكيفية نشوئها، كما فسر تكوين المنخفضات العظيمة كمنخفض بحر قزوين والبحر الميت. واستطاع عن طريق تأليف وتجميع الأراضي المرتفعة والمنخفضة والمدرجة، أن يبرز التضاريس الكبرى لأجزاء الأرض بالبعدين الأفقى والرأسى.

وقد سار على منواله ومضيفاً للجديد كل من كوريسكا K. Koristka في كتابه المطبوع في جوتا سنة ١٨٥٥، وعنوانه: دراسات في وسائل واستخدام الأعمال الهيبسوميترية، الذي تمكن من دراسة وتصنيف وتقويم مختلف الأراضي جبلية وهضبية وسهلية بطرائق بحث رياضية. وكذلك فعل فون سونكلار Von Sonklar، وضمنه كتابه المنشور في فيينا سنة ١٨٧٣ والذي يحمل عنوان «الأوروجرافيا العامة، علم دراسة أشكال تضاريس سطح الأرض». وقد وجد هذا الاتجاه نهايته ووصل إلى أوجه في الفصل الخاص بالدراسة المورفولوجية - المورفوميترية في كتاب ألبريشت بنك الذي صدر في جزين سنة ١٨٩٤ بعنوان: «مورفولوجية سطح الأرض، Morphologie der Erdoberfläche».

ومع الوصول إلى التفسير الموفق لعدد كبير من المشاكل التي تتصل بأشكال سطح الأرض، أصبح الوقت مناسباً لمحاولات بناء صرح جديد أصولي لعلم الجيومورفولوجيا. وقد كان لأوسكار بيشيل Oskar Peschel الفصل في افتتاح عهد جديد للجغرافيا، بل إنها ولدت للمرة الثانية عن طريق الدراسات التي تضمنها كتابه المنشور سنة ١٨٦٩ بعنوان «مسائل جديدة للجغرافيا المقارنة كمحاولة لمورفولوجية سطح الأرض»، والذي فيه تمكن بيشيل من تدعيم وضع خاص مستقل للجيومورفولوجيا التي كانت حتى ذلك الحين فرعاً مساعداً تابعاً للجيولوجيا. وقد أثر ظهور كتاب بيشيل بما احتواه من موضوعات جيومورفولوجية تأثيراً كبيراً، وحفز الأذهان على البحث عن نشأة الظواهر بإيراد مختلف الأمثلة وتناولها بالوصف والتفسير والمقارنة. وتضمن الكتاب دراسات تحليلية عن الفيوردات وكيفية نشأتها، والجزر وتكوينها، والتناظر الجغرافي، ورفع الجبال على هوامش اليابس، وارتفاع وهبوط السواحل، وزحزحات أجزاء الأرض منذ عصور الزمن الثالث، وتكوين الوديان والصحارى.

وفي كتاب له عن جبال الألب تم نشره في ليبزيغ سنة ١٨٧٨، شرح بيشيل رأيه

فى كثرة وجود البحيرات بـجبال الألب وغيرها من الجبال الغنية بالبحيرات، بأنها لم تعط الوقت الكافى لكى تملأ البحيرات بالرواسب، وتحولها إلى أرض مستوية منبسطة جافة. وقال أنه بذلك يستنتج «أن جبال الألب قد عانت من عمليات رفع لاحقة، اتضحت فيها أكثر من غيرها من الجبال، لأنها مازال شابة Jugend .. وفى المناطق المدارية تكون دورة الحياة أسرع بكثير. فالنضج المبكر يعقبه التآكل المبكر ... ويستنتج ذلك بالنسبة للهند إشارة عامة واضحة عن الأمطار الموسمية الغزيرة وآثارها القوية، وعلى الرغم من أن عبارة بيشيل قد لا تقف صامدة أمام النقد الذى يمكن أن يوجه إليها بناء على المعلومات الحديثة المتوفرة، فإن أهميتها تبقى فى تاريخ الفكر الجيومورفولوجى الألمانى، ذلك أنه لأول مرة تذكر أفكار عن عمر كتلة أرضية ودورة حياتها: شبابها Jugend، ونضجها Reife، بل دورات الحياة المتباعدة لسطح الأرض فى مختلف النطاقات المناخية.

ونذكر من المؤسسين الكبار لعلم الجيومورفولوجيا فى منطقة المتحدثين باللغة الألمانية كلاً من: فون ريشتهوفين F. Von Richthofen وسوبان A. Supan، وألبريشت بنك A. Penck. وقد اجتمع فى شخصية فريدناند فون ريشتهوفن حماس وعبقرية العلميين فى عصره، إضافة إلى عقلية الذكاء الخلاقة، وقد أعانه هذا وذلك على بناء هيكل نظامى أصولى متكامل للجيومورفولوجيا بعامة، وللدراسة والبحث الجيومورفولوجى لأناليم ووحدات سياسية بخاصة. وهو الذى طوع العمل الحقلى الجيولوجى للعمل الحقلى الجيومورفولوجى.

وقد بدأ ريشتهوفين حياته العلمية جيولوجيا، وتمرس بالدراسة والبحث الجيولوجى بمشاركته فى دراسة جبال الألب وفى تفسير بنائها. وهو كجغرافى قام برحلات طويلة المدى فى الشرق الأقصى والصين، أنت بنتائج علمية جغرافية مبهرة. وكانت لرحلاته الأخرى إلى جزر إندونيسيا (خصوصاً جاوه) الحارة الرطبة، وإلى الغرب الأمريكى الجاف، حيث تمكن من الوقوف على أفكار الجيولوجيين والجيومورفولوجيين الأمريكان فى المكتب وفى الحقل، أهمية خاصة لمقارنة مكتشفاته وآرائه وتدعيمها. لكن أفكاره الأساسية فى البحث الجيومورفولوجى والتى بقيت على الدهر، نبتت من دراساته فى الصين.

وأولى أفكاره المهمة تخص كيفية نشوء الأرصفة البحرية المرتفعة فى سواحل جنوبى الصين، والتى عزا نشأتها وتشكيلها لفعل الأمواج والتعرية البحرية. وقد شرح العامل والعملية، ووصف مميزات الأرصفة وخصائصها، والشواهد والأدلة بدرجة من الوضوح والدقة، جعلت معاصريه وتلاميذه يقتنعون بها، ويطبّقون أفكاره على مناطق

أخرى، ودخلت أفكاره بذلك في مجال التعرية البحرية، وبقيت على الزمن معمولاً بها حتى وقتنا الحاضر.

وقد ألهمته أراضي تكوينات اللوس في شمال الصين أفكاره العبقريّة في الأهمية الجيومورفولوجية لتأثير الرياح. فهو القائل أن اللوس «نتاج تأثير التعرية وتذرية الرياح في الصحارى، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة، صخرية أو رملية أو صلصالية، صغيرة المساحة أو كبيرتها، وسواء كانت قاحلة خالية من النباتات، أو يسودها نوع من الاستبس الجافة، أو النبات الفقير الذى لا يستطيع حماية الأرض من تأثير الرياح. ويتم تراكم نتاج التعرية والتذرية بواسطة الرياح من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، لهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن (بالنسبة للصين من صحارى منغوليا) تراكمت بفعل الرياح السائدة في منطقة (شمال الصين) حيث توافرت، وما تزال تتوافر، فيها ظروف تساعد على إرسابه، وهذه تلتخص في مناخ رطب ووجود حشائش تلتقط ذراته».

وريشتهوفين هو أول من وصف طريقة تجميع اللوس فقال: «إن تراكمه في سمك كبير (كما في شمال الصين حيث يصل السمك ٥٠٠ متر وأكثر) لا يحدث إلا حيث توجد حشائش من نوع الاستبس تلتقطه وتحميه من إعادة التذرية والحمل بواسطة الرياح. وتعمل جذور الحشائش وسيقانها بعد فنائها على إعطاء التكوينات خاصيتها المشهورة التي تتمثل في نسيجها الشعري». والواقع أن الرجل قد أرسى قواعد التعرية الهوائية كعامل وعملية إضافة إلى نتائجها في تشكيل سطح الأرض: نحتاً ونقلًا وإرساباً. وكانت أفكاره أساساً لمؤلف فالتر J. Walther «قانون تشكيل الصحراء» Das Gesetz der Wuestenbildung (١٩٠١ و ١٩٢٤).

وأهم مؤلفات ريشتهوفين الجيومورفولوجية العامة هو كتاب «مرشد للرحالة البحاثة Fuerer fuer Forschungsreise» الذى نشر سنة ١٨٨٦ وأعيد طبعه سنة ١٩٠١. وهو يوصف بأنه أول كتاب مرجع للجيومورفولوجيا الحديثة. ويعالج الكتاب في فصول أولى تمهيدية: التجهيز للرحلة، وأساليب الدراسة والبحث والقياس والرسم، وكلها تصلح وتفيد الدارس في الحقل سواء كان جيولوجياً أو جيومورفولوجياً، ثم يتناول الدراسة الجيومورفولوجية للصخور، والبراكين، والجبال، ويفرد فصلاً خاصاً، وهو الثالث، لدراسة عوامل التجوية وتأثيرها في الصخور وتكوين التربة، والماء الجوفى والينابيع، ثم النحت والنقل والارساب بواسطة الماء الجارى والجليد المتحرك، والرياح، إضافة إلى التعرية البحرية، والارساب البحري. وعالج القسم الرابع والأخير في كتاب ريشتهوفين

الأشكال الكبرى لسطح الأرض وصلاتها ببناء الجبال. وقد وضع الكتاب أهمية كبرى على العامل والعملية، أما دراسة الأشكال الأرضية ذاتها فلم تحظ بذات الاهتمام.

وقبل ريشتوفين بعدد قليل من السنين لخص اسكندر سويان سنة ١٨٨٤ موقف الفكر والمعرفة الجيومورفولوجية حتى عصره تلخيصاً وافياً معتماً، وذلك في كتابه «أسس الجغرافيا الطبيعية» Grundzuegen der Physischen Geographie الذى أعيد طبعه، ولقى إقبالاً طيباً فى سنة ١٩١٦. وينتمى لنفس الفترة الكتاب الفرنسى القيم «أشكال سطح الأرض» Les Formes du terrain، لمؤلفين هما: دى لانوى De la Noés ودى مارجارى E. De Margaries، وقد حوى هذا الكتاب العديد من الخرائط التوضيحية، ولم تخل الكتب الجيولوجية فى تلك المرحلة من فصل جيومورفولوجى أو أكثر يعالج الأشكال الأرضية كبيرها وصغيرها، مثال ذلك كتاب «تاريخ الأرض» Erd- geschichte للجيولوجى نوى مايرس M. Neumayrs الذى نشر سنة ١٨٨٦.

وفى عام ١٨٩٤ أصدر ألبريشت بنك Albrecht Penck سفراً من جزئين بعنوان «مورفولوجية سطح الأرض» Morphologie der Erdoberflaeche وكان حينذاك المرجع الأوحى للدراسة الجيومورفولوجية الأصولية المتكاملة فى اللغة الألمانية. ورغم أن كثيراً من التفاصيل التى وردت به لم تعد صحيحة، كما تقدم العهد بمنهج الدراسة به، فإنه، مثل كتاب ريشتوفين السالف الذكر «مرشد للرحالة الباحثة»، ذو قيمة باقية معترف بها. فقد ظهرت فيه عبقرية الباحث المتعدد المواهب، وحوى الكتاب الأفكار الأساسية الآتية:

١- تاريخ الفكر الجيومورفولوجى: نظرات نقدية واعية لكل ما كتب فى ميدان المعرفة الجيومورفولوجية فى عصره، وفيما قبل عصره.

٢- التعمق فى دراسة العوامل والعمليات المشكلة لسطح الأرض.

٣- دراسات تحليلية دسمة للأنماط الرئيسية لمجاميع الأشكال الأرضية.

٤- كثرة استخدام الأساليب الكمية فى الدراسة الجيومورفولوجية حتى أنه اعترف فى أبحاث لاحقة، بأنه اهتم بالدراسات المورفومترية أكثر من اللازم.

وقد خصص القسم الأخير فقط من الجزء الأول من مؤلفه لدراسة العامل والعملية، بينما خصص الجزء الثانى بأكمله لدراسة الأشكال الأرضية. ومن ثم فقد وضع جل اهتمامه فى دراسة الأشكال الأرضية، على عكس ريشتوفين الذى انصبحت معظم دراساته على العامل والعملية. وفى دراسته للأشكال الأرضية وضع تفسير أصل النشأة لكل شكل على حدة ضمن وجهات النظر المورفولوجية. وعدا تقسيم الأشكال الأرضية

إلى مجموعات ضمن نطاقات معلومة، عمد إلى تنظيم المظاهر الفردية تحت اسم عام يجرى تفصيله حسب أصل النشأة. مثال ذلك البيئات الحوضية Wannenlandschaften التي صنفها حسب أصول نشأتها المتباينة: بيئة حوضية جافة (صحراوية)، وأخرى جليدية، وثالثة كارسية، ورابعة ارسابية، وخامسة بركانية وجبلية. ويتبين في كل دراساته أفكار طيبة تخص المرحلة التطورية.

وفي مرحلة ثانية من مراحل تطور عبقرية البريشت بنك ظهور كتابه القيم مع زميله بروكنر E. Bruekner والذي يحمل اسم «جبال الألب أثناء العصر الجليدي Die Alpen im Eiszeitalter»، في عدة أجزاء تم نشرها ابتداء من سنة ١٩٠٥ حتى سنة ١٩٠٩ في ليبزج Leipzig. والكتاب مازال وسيظل عمدة الدراسات الجليدية، ولا يمكن أن يخلو بحث في جيومورفولوجية الزمن الرابع في أوروبا أو في غيرها من إشارة ورجوع إليه. وفيه أرسى المؤلفان قواعد المعرفة بالجليد والعصر الجليدي، وأسس الدراسة ومناهج البحث التي بقيت على الزمن.

الإسهام الأمريكي

بدأت الدراسات الجيومورفولوجية تأخذ طابعاً مهماً في الولايات المتحدة الأمريكية منذ أواسط القرن الماضي، وأخذت ترد إلى أوروبا أفكار المدرسة الأمريكية ابتداء من أواخر القرن التاسع عشر وأوائل القرن العشرين، وتحتل مكانة خاصة في تطور هذا العلم. وكان ليسلي J.P. Lesley أول من تعرف هناك على الصلة الوثيقة بين التراكيب الصخرية وأشكال سطح الأرض في كتابه المنشور في فيلادلفيا سنة ١٨٥٦.

ويرجع الفضل في إرساء قواعد المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية لثلاثة من الجيولوجيين هم: بويل J. W. Powell (١٨٣٤ - ١٩٠٢)، وجيلبيرت G. K. Gilbert (١٨٤٣ - ١٩١٨) ثم داتون C.E. Dutton (١٨٤١ - ١٩١٢). وقد برزت أفكارهم الجيومورفولوجية، التي أضحيت، فيما بعد، قاعدة بنى عليها وإليم موريس ديفيز مفهومه للدورة الجيومورفولوجية، من خلال عمليات مسح جيولوجية القسم الغربي من الولايات المتحدة الأمريكية في أعقاب حربها الأهلية.

ويرى ثورنبري W.D. Thornbury (١٩٥٤) أن بويل، بأبحاثه في هضاب كولورادو وجبال يونينا Uinta Mountains، وضع أساس المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية، واعتبره ديفيز (١٩١٥) علامة مميزة في تطور علم الجيومورفولوجيا.

وقد تأثر بويل في أبحاثه في جبال يونينا بأهمية التركيب الجيولوجي كأساس لتصنيف الأشكال الأرضية. واهتم اهتماماً كبيراً بنتائج التعرية النهرية، وقام بتصنيف الأودية النهرية في منطقة دراسته إلى مجموعتين رئيسيتين هما:

١- مجموعة أساس تمييزها العلاقة بين الأودية والطبقات الصخرية التي تخترقها وتجرى عليها.

٢- مجموعة أساس تمييزها أصل النشأة.

وقد تعرف في إطار المجموعة الثانية على الوديان السالفة أو المناضلة -Ante cedent، والأنهار الأصلية أو التابعة Consequent، والأودية المنطبعة -Super imposed، وكلها تعبيرات ومفاهيم ما تزال تستخدم في مختلف الدراسات الجيومورفولوجية.

ولعل أهم إنجازات بويل في تطوير الفكر الجيومورفولوجي توصله لمفهوم مستوى القاعدة - Base level، أى المستوى الذى عنده يتوقف تخفيض تضاريس السطح بواسطة عوامل التعرية. فهو أول من أكد أن عمليات التعرية التي تعمل دائبة في تشكيل سطح الأرض، يمكنها، إذا أعطيت الوقت الكافي، أن تنحت تضاريس أى منطقة مهما بلغت مساحتها، وتعددت تضاريسها، وانخفض منسوبها إلى ما يقرب من مستوى سطح البحر. وهو بذلك أنار الطريق لـديفركى يصوغ مفهوم السهل التحتاني Penepplain ليدل على المظهر التضاريسي الذى وصل منسوبه لما يقرب من سطح البحر.

ومن بين الأفكار الأخرى المهمة لبويل ما يأتي:

١- اكتشافه أن أسطح عدم التوافق القارى في الصخور في نطاق الخائق العظيم هي أصلاً سطوح تعرية قديمة.

٢- ملاحظته الاختلاف الجيومورفولوجي فيما بين الحافات الناتجة عن التعرية، وتلك الناشئة عن انتقال الصخور، وهي الحافات العيبية كما نسميها في وقتنا الحالي.

ويعتبر جيلبيرت Grove Karl Gilbert أول جيومورفولوجى حقيقى ظهر في الولايات المتحدة الأمريكية. ففي كتابه «تقرير عن جيولوجية جبال هنرى» المنشور في واشنطن ١٨٧٧، تحليل جيومورفولوجى كامل للأشكال الأرضية وتطورها. وقد عالج في دراساته للأشكال الأرضية ثلاث مسائل في غاية الأهمية:

١- مرحلة تطور الأشكال الأرضية.

٢- طبيعة العوامل والعمليات المشكلة.

٣- التركيب الصخرى للأشكال الأرضية.

وقد بقيت هذه المسائل حجر الزاوية في الدراسات الجيومورفولوجية الأمريكية. وقد اهتم الرجل بتحليل عمليات التعرية، خاصة منها التعرية النهرية، وأشار إلى التعديلات

الكثيرة التي تعانيها الأودية النهرية. كما وقد تعرف على تأثير النحت الجانبي للأنهار في نمو الأودية. وهو الذى قام بأولى المحاولات فى مجال الأسلوب الكمي فى الدراسة الجيومورفولوجية لتفهم العلاقة بين حمولة النهر من جهة وحجم النهر وسرعته وانحداره من جهة أخرى.

كما درس خطوط الشواطئ القديمة التي تكتنف البحيرة المالحة العظمى Great Salt lake، وقال بأن مساحة البحيرة كانت أثناء عصر البلايوسين أعظم اتساعاً، ومياهها أكثر عذوبة، بسبب الأمطار الغزيرة التي كانت تتساقط على المنطقة إبان ذلك العصر، وقد أطلق على البحيرة القديمة اسم بونفيل Bonneville، كل ذلك فى كتاب صدر له فى واشنطن يحمل اسم Lake Bonneville سنة ١٨٩٠.

وقد اهتم داتون Dutton بالدراسة التحليلية لمختلف الأشكال الأرضية، كما يذكر له تعرفه بالدليل الواضح على مرحلة تعرية طويلة المدى، أثناء دراسته لهضبة كولورادو، أدت إلى تخفيض سطحها قبل أن يشقها خانق كولورادو العظيم، وأطلق على تلك المرحلة اسم التعرية العظمى Great Denudation.

ويأتى وليم موريس ديفيز W.M. Davis (١٨٥٠ - ١٩٣٤)، فيبزر أقرانه فى أمريكا، ويمارس فى المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية تأثيراً بعيد المدى، يجعله بحق على رأسها، حتى لتسمى باسمه. وقد كرس الرجل حياته العلمية المديدة للدراسات الجيومورفولوجية، وحظيت أبحاثه الخاصة بالأشكال الأرضية بنصيب كبير جداً من مؤلفاته التي بلغت أكثر من ٤٠٠ بحث وكتاب، فى الفترة التي بدأت بظهور أول مؤلف له سنة ١٨٨٠ حتى وفاته فى سنة ١٩٣٤. وقد اشتهر الرجل بقدرته الفائقة على ابتكار المصطلحات وتحديد مفاهيمها، وعلى التحليل، إضافة إلى عبقريته فى التنظيم. وقد عين ديفيز أستاذاً بجامعة هارفارد خلفاً للأستاذ ويتنى Whitney الذى صاحب فون ريشتهوفين الألماني فى رحلاته بأمريكا. كما حاضر ديفيز بجامعة برلين لمدة عام، ١٩٠٨ - ١٩٠٩، كأستاذ زائر، أثناءها ترجمت أهم أبحاثه إلى اللغة الألمانية، كما أفاد الرجل من أفكار المدرسة الألمانية، ومن صديقه ألبريشت بنك وفالترينك.

وتتبع أفكار المدرسة الديفيزية المهمة فى المعارف الجيومورفولوجية الأمريكية السابقة. والواقع أن كلاً من ديفيز وبنك وفون ريشتهوفين قد قام بالبناء على أساس عام متشابه. فقد أخذ ديفيز عن بويل الأفكار الخاصة بالتطور الذى يصيب منطقة ما، وتفسير ما ينشأ عن ذلك من أشكال تعرية. وشارك جيلبيرت أفكاره الخاصة بضرورة الأخذ فى الحسبان ثلاثة مباحث عند دراسة أى منطقة وهى:

١- الخصائص الجيولوجية Structure.

٢- العامل والعملية Process.

٣- المرحلة (عمر الظاهرة) Stage.

ويقصد بالخصائص الجيولوجية البنية والتركيب الصخري، فأما البنية فهي نظام بناء الطبقات والصخور، فالصخور الرسوبية قد تبدو على السطح أفقية أو مائلة أو محدبة أو مقعرة، والصخور النارية تبدو في هيئة كتلية مقببة، وأما التركيب الصخري فهو المادة التي تتألف منها الصخور ومدى تجانسها وصلابتها، ثم مظهر الصخر وما قد يكتنفه من ضعف نتيجة لمقدار ما يحتويه من فواصل وشقوق.

وأما العامل فيتمثل في القوى المشكلة لسطح الأرض سواء كانت تكتونية داخلية نابعة من باطن الأرض كالالتواءات والانكسارات والبراكين، أو خارجية صادرة من ظاهر الأرض كالأماء الجارى والجليد المتحرك والرياح وفعل الأمواج. ويقصد بالعملية الأسلوب والكيفية التي يقوم بها العامل أو القوة المشكلة بعملها في إظهار شكل أرضى وتكوينه. ولهذا فلا بد من ربط العملية بأصلها كالعلاقة الجيومورفولوجية التكتونية، ويكون القصد هنا أن الشكل الأرضى قد نشأ نتيجة لقوة باطنية التوائية أو انكسارية أو بركانية مع إظهار الكيفية من حيث البطء أو السرعة واتجاه الحركة. كما يكثر استخدام تعبير العملية الجيومورفولوجية المناخية توضيحاً لدور عمليات الجو والتعرية وكيفية قيام تلك القوى، كالنهر مثلاً بالنحت والنقل والارساب.

ويقصد بالمرحلة معرفة مدى تطور الأشكال الأرضية لمنطقة معلومة، أو بمعنى آخر عمرها. فقد تتفق منطقتان في نوعية الصخر وبنية ونظامه، وفي العوامل والعمليات المشكلة لسطحهما، ولكنهما تختلفان عن بعضهما في تنوع الأشكال والظواهر الأرضية، ويعزى ذلك في الغالب إلى اختلاف عمر كل منهما، فقد تكون إحداها أحدث عهداً من الأخرى. ولهذا تتباين كثافة فعل العامل والعملية تبعاً لطول أو قصر الفترة الزمنية التي تعرضت خلالها كل من المنطقتين المتجانستين جيولوجياً.

ولكى يظهر أهمية المرحلة، عمد ديفيز إلى مقارنة ظاهرة معلومة بسلسلة من الظواهر الأخرى، أخذاً في الحسبان ماضيها، وما تلاه من أدوار، مفترضاً شيوع نفس العمليات المشكلة ونفس التراكيب الجيولوجية، وقارن هذا كله بأشكال أرضية في منطقة أخرى، وخرج بذلك بسلسلة من الأشكال الأرضية النموذجية لكل مرحلة، ووظف للوصول إليها عدداً عديداً من المشاهدات بعضها استنتاجي، وكثير منها استقرائي وتجريبي. ولقد كانت الأشكال النموذجية محل نقد من معارضى ديفيز، خاصة وأنها قد

تفتقد فى منطقة أو أخرى، واعتبر البعض طريقته الاستنتاجية ضرب من الخيال. والواقع أننا نرى فى هذا النقد تزايداً بلا مبرر، ذلك أن ديفيز ربط بين الاستدلال والاستقراء كما يفعل كل العلميين فى أى من مجالات البحث العلمى، بطريقة مثمرة. ولعله قد اشتط بعض الشيء فى استخدام الاستدلال وغلبه أحياناً على الاستقراء.

ولقد تمكن ديفيز بمهارة فائقة من ابتداء مصطلحات علمية ذكية زود بها دراساته. من ذلك مقارنته للتغيرات التى تحدث لمنطقة معينة ذات تركيب صخرى معلوم، وتحت تأثير قوى معروفة، بمراحل عمر الكائن الحى.

مرحلة الشباب Young Stage

مرحلة النضج Mature Stage

مرحلة الشيخوخة Old Stage

وللظواهر الجيومورفولوجية فى كل مرحلة من هذه المراحل الثلاث خصائص معينة.

فالأشكال الأرضية الشابة، هى تلك الأشكال الموجودة فى منطقة أصلية أصابتها العمليات المشكلة حديثاً، كذلك فإن التغير لم يصحبها بشدة، حتى أنها تظهر وتبرز واضحة فى السطح الأرضى الأصلى.

وتظهر المنطقة الأرضية الناضجة التضاد الشديد فيما بين الارتفاع والانخفاض، ويتضح فيها التأثير الشديد فى الأشكال المتضادة. وهنا، كما فى مرحلة الشباب، يمكن التقسيم إلى «نضج مبكر» و «نضج متأخر»، وكل منهما يمثل الانتقال من مرحلة لأخرى عبر التطور المستمر.

أما الأسطح الأرضية الشائخة والهرمة، فهى التى تتلاشى فيها الأشكال الأرضية وتختفى.

وكما يقول ديفيز فى مثل هذه الدورة، تتطور المنطقة الأرضية، كالحال تماماً عند بويل Powell، إلى سهل تحاتى سماه Peneplain بالألمانية Fastebenc فوقه تبرز بعض التلال أو الجبال المتبقية أو المتخلفة عن التعرية تعرف باسم Monadnocks (بالألمانية Haertlinge) وذلك فى الأجزاء التى تتميز بصخور صلبة أكثر من غيرها مقاومة للنحت والإزالة، وباسم Fernlinge (كلمة ألمانية) فى الأجزاء القصية التى تبتعد عن التأثير المباشر للعامل والعملية، وقد تمكن ديفيز بما أوتى من عبقرية فى الرسم ماهرة أن يوضح أفكاره فى رسوم مجسمة رائعة، فى قطاعاتها الجانبية، رسم التراكيب والبنىات، وفوق أسطحها المحتوى من الأشكال الأرضية مع ربط هذه بذلك

أصلاً ونشأة، وبذلك وضع مع تسلسل الرسوم المعبرة تطور المنطقة والتطورات التي طرأت على أشكالها حتى انتهت بالسهل التحتاني.

وقد واجهت تعاليم ديفيز بعض الاعتراضات والانتقادات التي لها وجاهاها، نذكر أهمها في الآتي:

١- رغم ما كان يظهره ديفيز نفسه وأتباعه من البعد عن تغليب الجيولوجيا في الدراسة الجيومورفولوجية، فإن ذلك على ما يبدو كان من قبيل المظهرية، ويعتبر هذا في الواقع خطوة إلى الوراء، وتعود إلى النظرة التركيبية في الدراسة الجيومورفولوجية التي لا تتطلب من الجيولوجيا في النهاية سوى مدى مقاومة الصخور للعامل والعملية.

٢- ينشأ عن استخدام المقارنة العامة لمراحل تطور المنطقة الأرضية أو الظاهرة الجيومورفولوجية بأدوار حياة الكائن الحي ليس وسوء فهم بل والوصول أحياناً إلى نتائج خاطئة. ذلك أنه اعتمد في مقارناته لمرحلة شباب شكل أرضي بآخر في مرحلة النضج وثالث في مرحلة الشيخوخة، على التباين في قدرة مختلف الصخور المكونة على المقاومة. ولا يمكن، والحالة هذه، استخدام هذه المفاهيم الزمنية، ما لم يكن هنالك تتابع زمني حقيقي أيضاً في الأشكال الأرضية.

٣- لعل أهم نقص في تعاليم ديفيز هو الذي يتمثل في تبسيطه للعملية التكتونية لنلائم دورته الجغرافية أو التحتانية، بحيث تتم العملية ببطء ودون اضطراب. وما نعلمه عن طبيعة القوى البلوتونية يناقض ذلك. فالتأثير التكتوني يتذبذب بين الشدة والضعف، كما وتتخلله فترات انقطاع أو توقف. ولقد حاول ديفيز وتلاميذه، بين الحين والآخر، التصدي لهذا الاعتراض، لكن دون جدوى.

وكان ألبريشت بنك في كتابه Die Gipfelflur der Alpen المنشور في برلين ١٩١٩، أول من نأى عن هذا النقص وتفااده. وهو مع نجله فالتر بنك (في كتابه Die morphologische Analyse أي التحليل المورفولوجي، المنشور في شتوتجارت سنة ١٩٢٤) أنارا السبيل أمام النظرة التفاضلية أو التباينية في الجيومورفولوجيا، بينما بقي ديفيز مع جيومورفولوجيته أسير التبسيط ورسومه التخطيطية والمجسمة.

تأثير المدرسة الديفيزية

ورغم هذا كله فإن المدرسة الديفيزية أو الأمريكية قد أثرت تأثيراً عالمياً كبيراً لا ينكر، وذلك بفضل قدرتها على الإيضاح والعرض الحي، والمقارنة بين صور الأشكال الأرضية بأعمار الكائن الحي، إضافة إلى حاجة ذلك العصر لتوصيف كيان مستقل للجيومورفولوجيا عن الجيولوجيا، ظهر بصورة جلية في أسلوب النظرة الديفيزية، الذي اعتبر وسيلة للوصول إلى ذلك الهدف.

وقد وجدت المدرسة الديفيزية أرضاً خصبة في كتب المراجع والتعليم الألمانية والفرنسية على حد سواء. ففي الألمانية ثلاثة علماء كبار في الجيومورفولوجيا تبعوا تعاليم ديفيز ودورته التحاتية في مؤلفاتهم هم: براون G. Braun الذي ألف مع ديفيز كتاباً سنة ١٩١١ وأعيد طبعه في ليبتزج سنة ١٩١٥ عنوانه «أسس الفيزيوجرافيا Grundzuege der Physiogeographie»، وريل A. Ruehl الذي ألف هو الآخر مع ديفيز كتاباً عنوانه «الوصف التفسيري للأشكال الأرضية Die erklärende Beschreibung der Landformen»، سنة ١٩١٢، ثم فريتز ماخاتشيك F. Machatschek، الذي ظهرت طبعته الأولى في ليبتسيج سنة ١٩١٩، والسابعة في شتوتجارت سنة ١٩٥٩.

ولقد استمر التأثير الديفيزي دون منازع في الجيومورفولوجيا الفرنسية مدة أطول بكثير عنه في ألمانيا. ويظهر هذا التأثير بكل وضوح في كتابات كل من أليبرت دي لبارينت A. de Lapparent، «دروس في الجغرافيا الطبيعية، Leçons de géographie physique المطبوع في سنة ١٩٠٧، وإيمانويل دي مارتون في كتابه المشهور، «المفصل في الجغرافيا الطبيعية، Traité de Géographie physique»، الجزء الثاني الخاص بالتضاريس. وما يزال هذا التأثير مستمراً ومتواصلاً حتى وقتنا الحاضر.

ولم تمت تعاليم ديفيز تماماً في الجيومورفولوجيا الألمانية. فقد ارتبط بها بحائة ألماني مهم هو بيرمان Behrmann في جميع مؤلفاته التي ظهرت بداية من عام ١٩١٧ وحتى عام ١٩٣٦، ومنها «مورفولوجية سطح الأرض»، و«مجموعات الأشكال الأرضية للتعرية». بل إن أحد البحوث الحديثين الألمان وهو فون فيسمان H.V. Wissmann قد ارتبط بديفيز وبمدرسته في معظم كتاباته التي نذكر منها «عن التعرية الجانبية Ueber seitliche Erosion»، سنة ١٩٥٢، و«عن التسوية النهرية On River Planation (بحث مقدم للمؤتمر الجغرافي العالمي بواشنطن سنة ١٩٥٢)».

والغريب أن المدرسة الجيومورفولوجية الانجليزية كانت متحفظة جداً تجاه تعاليم ديفيز. كما وأن مثل هذا التحفظ وجد سبيلاً إلى بعض الأمريكيين أنفسهم من أمثال هوبس W. H. Hobbs صاحب كتاب «ظواهر الأرض وتفسيراتها» Earth Features and their meanings.

المدرسة الألمانية الحديثة

ولقد سار عدد كبير من الجغرافيين الألمان على منوال تعاليم كل من فون ريشتهوفين، وألبرشت بنك، وسوبان، واتخذوا جميعاً اتجاهات تحليلية تفسيرية نقدية، وكان من ثمار التعاون فيما بينهم الوصول إلى حلول موفقة لكثير من المشاكل

الجيومورفولوجية. ففي مختلف الطباعات الست لكتاب سويان A. Supan والتي كان آخرها في سنة ١٩١٦، «أسس الجغرافيا الطبيعية» Grundzuege der physischen Geographie قسم سويان الدراسة إلى قسمين كبيرين متوازيين: أحدهما لدراسة القوى المشكلة لسطح الأرض، والآخر لبحث مورفولوجية سطح الأرض Morphologie des Landes. وقد انتهج سويان في دراساته منهج ريشتهوفين، بينما اتبع اريش أويست Erich Obst تعاليم البريشت بنك، خاصة في دراساته المنشورة في أعوام ١٩١٣، ١٩١٥، ١٩٢٣، ١٩٣٠، تلك التعاليم التي تخص التقسيم المورفولوجي من الدرجة الأولى. فالجبال والتلال، والوديان، والأحواض، والسهول، والسواحل احتلت في أبحاثه مكانة منفردة، وتمت معالجة كل نمط تضاريسي من حيث الأصل والنشأة، ودرست تأثيرات كل من الأنواع الصخرية والأنماط المناخية في تطور تلك الأشكال الأرضية.

ومن المؤلفات التي تستحق الذكر كتاب ألفريد فيليبسون A. Phillippsen أسس الجغرافيا العامة Grundzuege der allgemeinen Geographie الذي يتألف من جزئين، وتم طبعه للمرة الثانية سنة ١٩٣١، عالج فيه: المبادئ الجيولوجية للدراسة الجيومورفولوجية، والقوى الخارجية وتأثيراتها، ومجموعات الأشكال الأرضية. كما اهتم بدراسة التغيرات التي تطرأ على الأشكال الأرضية في مختلف النطاقات المناخية، وفي ذلك بدايات طيبة لما اشتهر فيما بعد باسم الجيومورفولوجيا المناخية.

وقد كانت لفيليبسون تجارب وخبرات طويلة في ميدان الدراسة الجيومورفولوجية، من خلال أبحاثه المستفيضة في أراضي حوض بحر إيجة، ورحلاته المتعددة في أنحاء أوروبا، إضافة إلى جهوده المستمرة في الكشف عن الثروة الجيومورفولوجية لجبال الراين، كل ذلك أثر فيما احتوته أبحاثه من أفكار ونظرات صائبة لكثير من الظواهر الجيومورفولوجية المتنوعة.

هذا ويتبع هذا الاتجاه التحليلي التفسيري النقدي عدد غير قليل من الجيومورفولوجيين الألمان، منهم هيرمان لاوتين ساخ H. Lautensach (١٩٢٤) وفيللي أولى Willi Ule (١٩٣١)، وماكس ايكارت M. Eckart (١٩٣١)، وليمان R. Lehmann (١٩٢٥) وأندرياس ايجنر A. Aigner (١٩٣٦).

ولقد كان أبريشت بنك الرائد في تصنيف الأشكال الأرضية حسب النطاقات المناخية: الرطبة، والجافة، والثلجية Nivales Klima (كلمة لاتينية معناها الثلج) في كتابه الذي صدر في برلين سنة ١٩١٠. وتبعه مع التعميق والتأكيد سابير K. Sapper (١٩١٧، ١٩٢٢). ثم تعاون عدد من المورفولوجيين الألمان في إخراج سلسلة من الأبحاث التي تعالج «مورفولوجية النطاقات المناخية، ابتداء من سنة ١٩٢٧ وحتى بداية

الثلاثينيات، مع العناية بالتوزيع والتحليل والربط والمقارنة. وأثمرت هذه الجهود في الكشف عن «جيومورفولوجية النطاقات المناخية، Geomorphologie der Klimazonen». وما تزال الدراسات الجيومورفولوجية التي قام بها سابر Sapper في الجهات المدارية الرطبة ونشرها سنة ١٩٣٥ هي المرجع الأساسي حتى وقتنا الحالي. فقد اتسعت مجالات أبحاثه لتشمل الجهات المدارية في أمريكا الوسطى، وجزر الهند الغربية، وأمريكا الجنوبية، واستراليا. كما نشرت له أبحاث في جهات أخرى معتدلة كحوض البحر المتوسط، وباردة وجليدية في العروض الشمالية.

ورغم أن هذا الاتجاه التحليلي التفسيري النقدي قد عالج مشاكل جيومورفولوجية عديدة، فإنه لم يرس قواعد بناء نظام جديد. وفي هذا المجال نذكر ثلاثة باحث كبار حاول كل منهم اتخاذ طريق خاص في الدراسة الجيومورفولوجية، وكان لكل منهم تأثيره في مجال البحث الجيومورفولوجي على الصعيدين المحلي، داخل نطاق المتكلمين بالألمانية، والعالمى، حيث ترجمت لمختلف اللغات أبحاث عدة لكل منهم. وهؤلاء الباحث هم: ألفريد هيتنر Alfred Hettner، وزيجفريد بسارجي Siegfried Passarge، وفالتر بنك Walther Penck.

وأول هؤلاء الباحث هو ألفريد هيتنر A. Hettner، صاحب كتاب ظواهر سطح الأرض Die Oberflächen Formen des Festlandes الذى طبع لأول مرة سنة ١٩٢٠. وهو ليس من صنف الكتب المراجع، إنما هو مجمع لمقالات نشرها هيتنر في المجلة الجغرافية ابتداء من سنة ١٩١١ وحتى سنة ١٩١٩. وقد أعيد طبع الكتاب سنة ١٩٢٨، وترجم إلى عدة لغات منها الانجليزية سنة ١٩٧٢. وقد هاجم هيتنر في جميع أبحاثه ومقالاته تعاليم معاصره وليام موريس ديفيز، وأنكر نظام الدورة الجغرافية أو التحاتية وخطأها، وكان النقد حاداً في بعض الأحيان، لكنه في الواقع لم يقدم البديل. ومع هذا فإن الرجل قد تمكن من خلال مقالاته التى تضمنها هذا الكتاب، ومقالات أخرى في منهجية علم الجغرافيا أن يثير حمية الجغرافيين الألمان لكى يتدبروا موقف الدراسات الجيومورفولوجية في بلدهم، ويوقظ روح الاستقلالية والتفكير الحر عندهم، بعدما رأى سريان تأثير تعاليم ديفيز وسرعة انتشارها. كما أنه بالتحليل النقدي لأفكار ديفيز أنار السبيل أمام الجغرافيين لتقويم أعمال ديفيز كإضافات لجغرافية الأشكال الأرضية.

وقد اعتمدت أفكار هيتنر على دراسات وأبحاث مستفيضة في أنحاء كثيرة من العالم جابها في رحلات متعددة، منها أمريكا الجنوبية، وآسيا، علاوة على أوروبا. واهتم بصفة خاصة بمعالجة الموضوعات الآتية:

الأشكال الأرضية الصغيرة (الثانوية) نشأة الأودية النهرية، المدرجات النهرية، أعمار وأشكال الأودية، نظم الأودية، السهول التحاتية، والأسطح المتبقية (المتخلفة)، اعتماد أشكال السطح على بنائها الداخلي، تطور أشكال سطح الأرض، العلاقات الجيومورفولوجية في البيئة الطبيعية، عمليات التعرية الساحلية، نظريات نشأة الأشكال الأرضية، مجموعات الأشكال الأرضية، تقسيم وتجميع أشكال سطح الأرض، البحث الجيومورفولوجي وطرق العرض والايضاح.

وقد كان هيتنر واضح الفكر فيما يخص طبيعة جغرافية الأشكال الأرضية، وكان مؤمناً بالاضافات المهمة التي يمكن أن تقدمها الجيومورفولوجيا. وفي رأيه أن دراسة الأشكال الأرضية لذاتها، وبأى طريق وأسلوب متاح، مرغوب فيها من الوجهة العلمية، وإذا ما تواصلت هذه الدراسة بطريقة معلومة، فإنها تكون جغرافية، حتى ولو لم تصف شيئاً إلى معرفتنا بالعلاقات المتبادلة بين الإنسان وبيئته الطبيعية. وبهذا توقع هيتنر بكل ثقة من أن الجيومورفولوجيا ستصبح أكثر استقلالية كعلم أرضي، ما لم تولى جل اهتمامها بالعمليات المشكلة لسطح الأرض، فتذوب حينئذ في مجال علم الطبيعة الأرضية. ومن خلال تفنيده بالنقد لآراء ديفيز تمكن من تحديد الأهداف والمناهج والنظم التي تعطي للجيومورفولوجيا شخصية مستقلة.

ومن المؤكد أن انتقادات هيتنر لديفيز الممتدة عبر جميع مقالاته وحياته العلمية لم تكن محاولة لهدم ما فعله ديفيز لجغرافيا المتكلمين بالانجليزية، وإنقاذها أو تحريرها من هذه الحالة. فقد كان هدفه أن يخطط ويحافظ على نفس الطريق الذي به تمكن فون ريشتوفين على الخصوص من تحرير الجغرافيا الألمانية من نفس الموقف، وذلك بتطبيق مفاهيم المنهج الموروث في أعمال كل من كارل ريتز وأليكساندر فون همبولت في دراسة الأشكال الأرضية.

ويعتبر «زيجفريد بسارجي» من بين بناء صرح الجيومورفولوجيا الألمانية. فمن خلال المفاهيم والمصطلحات التي ألفها تظهر عبقريته في التجديد والبناء، وأعاناه في البحث مشاهدات مستفيضة، ودراسات متعمقة في جنوب أفريقيا وأمريكا الوسطى. وأولى مراحل أعمال بسارجي العلمية التي ساهمت في بناء صرح الجيومورفولوجيا، تتمثل في كتابه المورفولوجيا الفسيولوجية (Physiologische Morphologie) (١٩١٢) والكتاب في مجمله كفاح ضد تعاليم ديفيز لكن بموضوعية وهودة. وفيه يقسم الجيومورفولوجيا إلى ثلاثة أقسام: قسم تحليلي (analytische)، وقسم تنظيمي (System-atische)، وقسم جغرافي (Geographische). والقسم الجغرافي عند بسارجي هو الذي يعنى بتوزيع الأشكال الأرضية فردية وعلى مستوى البيئة (لاندشافت (Landschaft

فوق سطح الأرض، تلك الأشكال التي نشأت واتخذت خصائصها ومراتبها من خلال سيادة ظروف مناخية معلومة. وتنقسم الجيومورفولوجيا التحليلية بدورها إلى قسمين: أحدهما جيولوجي، والآخر فسيولوجي. ويعالج القسم الجيولوجي علاقة الشكل الأرضي ببنائه. بينما يدرس القسم الفسيولوجي تأثيرات القوى الخارجية، بما فيها العضوية، في تشكيل سطح الأرض. وعند بسارجي تحتل العوامل المؤثرة مركز الصدارة في مناهج الدراسة المورفولوجية الفسيولوجية، وعن طريقها يتم تفسير وإيضاح الأشكال الأرضية كشيء ثانوي.

وقد أفرد دراسة خاصة للقوى المحلية، التي يكون لها الأثر البين في تشكيل سطح مكان معلوم، وبالتالي قد تتمكن من تدمير نظام المراحل حسبما ارتآه ديفيز. ويعزز هذا ما أورده بسارجي من عديد الأمثلة في مختلف فصول كتابه. كما وقد تبين أن القوى التي تؤثر في منطقة مجاورة، قد تطول منطقة البحث وتتمكن من خلق أشكال متنافرة غير متناغمة، وبالتالي توضيح نشأتها وتشكيلها عن طريق القوى التي تؤثر بالفعل في منطقة البحث. وحينما تتوافق تأثيرات القوى والأشكال وبيئة معلومة، فإن الأشكال لاشك تكون متماثلة متألقة. ويمكن تفسير الظواهر المتناسقة عن طريق القوى المؤثرة في وقتنا الحاضر. بينما تتطلب الأشكال المتنافرة غير المتألقة لتفسيرها البحث عن القوى السالفة التي كانت تؤثر في تشكيلها في غابر الزمن.

ويحاول هذا الكتاب القيم وضع أسس الجيومورفولوجيا النظامية، بإضافة إلى النظرة الفسيولوجية لتأثيرات القوى المشكلة، تمكن بسارجي من تصنيف الأشكال المرتبطة بها حسب نموذج بيولوجي إلى: أنواع، ورتب، وعائلات، وفصائل، وأشكال خاصة.

ويعالج الكتاب في بعض فصوله طرق البحث الجيومورفولوجي، ومقترحات لرسم خرائط فسيولوجية - مورفولوجية، تقود إلى وسائل رفع ورسم الأشكال الأرضية، استخدمها بسارجي في عمل أطلس مورفولوجي (١٩١٤). واعتبر ضرورة الاستعانة بخريطة طبوغرافية، توضح أيضاً الغطاء النباتي، وبخريطة جيولوجية من الأمور المسلم بها. كما أشار إلى أهمية خرائط التربة، وخرائط المنحدرات، وأشكال التعرية. ومن الجديد في باب الخرائط، رسمه القدرة على المقاومة الطبيعية (الصلابة، التشقق، المسامية)، والتجوية الكيميائية.

وقد وضع بسارجي نظامه الجيومورفولوجي الخاص في الجزئين الأول والثالث من كتابه «أسس الجغرافيا، Grundlagen der Landschaftskunde، ١٩١٩ - ١٩٢٩». وعزز في كتب أخرى تحمل عناوين مثل: «مورفولوجية سطح الأرض، سنة ١٩٢٩»، و«مورفولوجية النطاقات المناخية، سنة ١٩٣٠».

ويأتى فالتر بنك (١٨٨٨ - ١٩٢٤) على رأس المعارضين لأفكار المدرسة الأمريكية الديفيزية، فلقد أقام جيومورفولوجيا ألمانية على أسس مخالفة لقواعد تلك المدرسة. وقد جذبت أفكاره انتباه عدد كبير من الجيومورفولوجيين فى داخل ألمانيا وخارجها، خاصة بعدما نشر مؤلفه «التحليل المورفولوجى للأشكال الأرضية». وينبغى أن نشير هنا أن فالتر قد ولد وترعرع فى بيت والده الجيومورفولوجى العظيم البريشت بنك، وأتيحت له فرص البحث والدراسة فى جبال الأنديز بأمريكا الجنوبية، وفى آسيا الصغرى، وفى أوروبا، إضافة إلى أبحاث فى أمريكا الشمالية، ثم ما اكتسبه من خبرة عن طريق المشاهدة والملاحظة والمقارنة من خلال رحلة حول العالم. وتميز بالعقلية المبدعة المحللة المفسرة، ولاشك أن وفاته المبكرة قد حرمت علم الجيومورفولوجيا من جهوده الخلاقة الثميرة.

والنظريات التى طرحها فالتر بنك كبديل لدورة ديفيز الجغرافية أو التحاتية معقدة، وأحياناً يصعب استيعابها، كما وقد أسىء فهم بعض جوانبها. ولقد أخذ فالتر بنك وجهة نظر غير عادية عندما قرر أن الهدف الرئيسى من الدراسة الجيومورفولوجية هو الوصول إلى معلومات تفيد فى شرح وتوضيح الحركات الأرضية، بمعنى أن البحث الجيومورفولوجى وسيلة لتاريخ الأحداث التكتونية التى أصابت قشرة الأرض، ورأى أن هذه الحركات الأرضية تركت بصماتها على سطح الأرض، ليس فقط فى صور بارزة واضحة، بإظهار الإنلواءات، والعيوب، وسلاسل الجبال وغير ذلك، وإنما أيضاً من خلال تأثيراتها فى ظواهر التعرية، وخاصة فى منحدرات جوانب الأودية.

وقد توصل فالتر بنك إلى هذه النتيجة بناء على طريقتين: الأولى: الاستدلال، والثانى: حقيقة ما شاهده ودرسه فى الحقل من أن كل وحدة من الوحدات البنيوية المحددة المعالم، تتميز بشكل منحدر خاص بها (محدب أو مستقيم أو مقعر) وبزاوية انحدار عظمى. ومن الواضح أن هذه المنحدرات لا تعكس تأثير المناخ السائد وحده (الذى قد يؤثر فى منطقة أوسع بكثير، فيها تتشكل المنحدرات، وتتنوع وتتباين زوايا الانحدار) أو نوع الصخر المحلى (الذى قد يكون متنوعاً فى داخل الوحدة البنيوية). ويرى فالتر بنك أن تفسير هذه الظاهرة ممكن بواسطة افتراض أن منحدرات جوانب الوديان كان يتحكم فيها أصلاً درجة فعل التعرية النهرية، وهذه بدورها مرتبطة كل الارتباط بحركة الرفع التى كانت الوحدات البنيوية تعانيتها.

ويقول بنك أن أفكار ديفيز الخاطئة الخاصة بتطور الأشكال الأرضية بعامة، والمنحدرات بخاصة، نابعة من اعتقاده الأساسى بأن دورة التعرية تبدأ بعملية رفع سريعة جداً، ومن ثم تحدث بعدها فترة استقرار تكتونى بنىوى، أثناءها يمكن للتعرية

القيام بعملها بلا عائق. والواقع أن رفع الكتل الأرضية يستغرق فترة طويلة جداً. ومن الضروري أن يؤثر الرفع في مسار عمل التعرية وفي الأشكال التي تنشئها. والواقع أن ديفيز كان يدرك بنفسه أن افتراضه الخاص بالرفع المبدأى غير صحيح، وأن التزيد واضح جداً في تبسيطه، لكنه رأى أن ذلك الافتراض ملائم جداً لغرض إظهار وإيضاح المبادئ الرئيسية في مفهوم دورته التحاتية.

لكن ينبغي أن نذكر أمرين في هذا الصدد:

١- رغم أن ديفيز قد اعترف كثيراً بأن بعض الرفع قد يستمر عقب بداية الدورة التحاتية، فإنه لم يأخذ في الحسبان مضامين وتعقيدات هذه الحقيقة.

٢- طبق كثير من الجيومورفولوجيين من أتباع ديفيز مفهوم الدورة بصرامة مفردة. من ذلك الافتراض الشائع أن السطح القاطع لتراكيب التوائية يجب أن يلي تكوين هذه التراكيب، رغم حقيقة أن التعرية والتشكيل التكتوني يتعاصران.

ويرى بنك أن المنحدرات لا تغير أشكالها بالضرورة بالأسلوب التطوري، مع مرور الزمن، كما يدعى ديفيز في نظريته تصاؤل المنحدر Slope decline، وإنما تتشكل المنحدرات وتتحدد طريقة وأسلوب تغير وتبدل هذه المنحدرات، بواسطة عامل واحد مهيم، ألا وهو تعرية الأنهار التي تجرى عند قواعدها. ويعتقد بنك في ثلاثة أمور مهمة:

١- ينشأ القطاع المقعر للمنحدر فوق الأنهار التي تنحدر مجاريها بمعدل سرعة متناقص (Absteigende) Decelerating rate.

٢- تتشكل المنحدرات المستقيمة فوق الأنهار التي تنحدر مجاريها بمعدل سرعة متواصل ومتناسق (Gleichfoermige) uniform constant rate.

٣- تتكون المنحدرات المحدبة حينما يكون معدل سرعة قطع الأنهار لمجاريها متزايداً (Aufsteigende) Accelerating.

ويرى بنك أن دقة معدل سرعة التعرية النهرية مهمة للغاية. ومن ثم فإن النهر الذى ينحدر بمعدل ثابت سريع ينشئ منحدرًا مستقيماً أشد انحداراً من نهر آخر يشق مجراه بمعدل ثابت بطيء.

ولعله يبدو واضحاً أن نظرية بنك لا تتعارض كلية مع نظرية ديفيز، بمعنى أن بنك نفسه اعترف بأن كل المنحدرات ينبغي أن تتناقص وتتضاءل، وأن تتلاشى التضاريس وتزول بمرور الزمن، وذلك في حالة التعرية المتناقصة المتناسقة السرعة (Decelerating (Absteigende) أو في حالة عدم وجود التعرية النهرية كلية (وهذه

حالة يمكن الوصول إليها في أواخر الدورة التحاتية). وبالمثل فإن بنك بتصور خصائص وأحداثاً مفصولة تماماً عن دورة ديفيز التحاتية التي تؤكد على التغير المستمر لشكل المنحدر وزاوية الانحدار. ففي حالة المثال الذي ذكرناه آنفاً والخاص بنهر يحفر واديه بدرجة متواصلة متناسقة (Constant (Gleichfoermige، فإن منحدرات جوانب الوادي لن تتغير لا في شكلها المستقيم ولا في زاوية انحدارها بمرور الزمن، كما لن يحدث تلاشي للتضاريس.

ويرتبط مفهوم التراجع المتوازي للمنحدرات باسم فالتر بنك. ومع هذا، فحسبما ذكرنا آنفاً، يتضح أن بنك لم ينظر إلى هذا النوع من التراجع على أنه عملية عامة شائعة، تعمل تحت كل الظروف والأحوال. فهو يرى شيوع التراجع المتوازي في حالة التعرية المتناقصة المتناسقة السرعة Constant فقط، أما في الحالات الأخرى فإنه يقتصر على أجزاء من المنحدر دون الأخرى. ومعنى هذا، أنه في حالة المنحدر الذي يشمل وحدات وعناصر تتباين في زوايا انحدارها، نجد أجزاء من المنحدر تستهلك بسبب التراجع المتوازي لأجزاء أخرى، وبالتالي فإن التغير والتعديل يشمل المنحدر كله.

ولم تحظ آراء بنك وأفكاره بالذيع والانتشار حينما نشرت، وانقضى زمن طويل قبل ما تنبه الجيومورفولوجيون إلى أهميتها وجدتها، وبدأت تتعرض للنقد الشديد من جانب الجيومورفولوجيين الأمريكيين والانجليز الكبار. ورغم أن بعضاً من نظريات بنك يصعب الدفاع عنها، كنظريته القائلة بأن درجة التعرية النهرية تتحكم أساساً في شكل المنحدر، وإهماله للعمليات الأخرى أو وضعها في مرتبة ثانوية ... كالمناخ، والنبات، والتجوية، ونوع الصخر، وعمليات نقل المواد، فإن بعضاً من النظريات الأخرى شاعت وقيمت على الزمن. من ذلك مثلاً مفهوم التراجع المتوازي للمنحدرات، الذي تبناه كينج King في دورة تشكيل البيديمنت Cycle of Pediplanation. وكذلك نظرية التعرية المتواصلة المتناسقة Constant Erosion، التي استخدمت، مع بعض التعديل بنجاح بواسطة الجيومورفولوجيين الحديثين.

والواقع أن الذي بدأ يتعرض للنقد الشديد منذ عام ١٩٤٥ كان وليم موريس ديفيز، أكثر من صديقه فالتر بنك. واشتط بعض الجيومورفولوجيين في نقد مفهوم الدورة الديفيزية، ونادوا بالتخلي نهائياً عنها، بل إنهم أكدوا أن شيوع الأخذ بها في الماضي قد أعاق بل منع تطور ونمو علم الجيومورفولوجيا.

وأهم الانتقادات التي وجهت للدورة الديفيزية هي:

١ - أهم المشايعون للدورة الديفيزية اهتماماً مبالغاً فيه بالعموميات وصنع التعميمات

حول تطور الأشكال الأرضية، بدون محاولة قياس هذه الأشكال موضوعياً، مع إهمال القيام بدراسة جادة وصحيحة للعمليات التي تقوم بتشكيلها وتعديلها. بل إنهم نظروا إلى العمليات على أنها أمر معروف ومقروء. لكن عندما درست تلك العمليات بدقة وعناية، تبين أنها معقدة مركبة أشد التركيب، وما كان منها يحتسب بديهياً ثبت خطأه.

٢- أدى الأخذ بمفهوم الدورة الديفيزية غالباً إلى التأكيد بشكل مفرط على الدراسات التاريخية للأشكال الأرضية. وفيها أصبح استعادة تطور تلك الأشكال خلال مرور الزمن إلى أن أصبحت بهيئتها الحالية هو الموضوع الرئيسي للجيومورفولوجيا. ومن مظاهر ذلك تركيز كثير من الجيومورفولوجيين الانجليز على دراسة التاريخ التحتاني Denudation Chronology.

٣- قلة المحاولات الحقيقية الجادة التي توضح أن الأشكال الأرضية تتطور بالفعل، على طول وامتداد سلسلة منظمة، نحو شكل نهائي محتوم، هو السهل التحتاني Pe-neplain. ولقد نشاهد في الحقل منحدرات متنوعة زوايا الانحدار، لكن لا نجد غالباً أى مبرر لافتراض أن المنحدرات الشديدة أحدث وأشب (في مرحلة الشباب)، والمنحدرات الهينة أقدم (في مرحلة الشيخوخة). وذلك أنه في مجال واد نهري صغير، يمر بمرحلة عمرية وتحتانية واحدة، بطبيعة حاله، تتباين فيه أشكال المنحدرات وزوايا الانحدار تبايناً كبيراً.

ولقد عاد الاهتمام منذ بداية الخمسينيات بما كان يعرف على عهد ألبريشت بنك ومعاصريه «بمورفولوجية النطاقات المناخية»، وأصبح يحمل اسم «الجيومورفولوجيا المناخية»، Climatic Geomorphology وعلى الرغم من أنه لم يظهر لها كتاب مرجع جامع شامل، فإنها قد حظيت بأبحاث دسمة متعمقة على أيدي كتاب ألمان معاصرين من أمثال يوليوس بيدل Julius Buedel الذي نشر نحو أربعين بحثاً حتى وفاته في أواخر السبعينيات، وهيربيرت لويس H. Louis الذي علاوة على أبحاثه المتعددة القيمة، أفرد فصلاً ممتعاً في كتابه «الجيومورفولوجيا العامة» الطبعة الخامسة ١٩٨١، للجيومورفولوجيا المناخية. ومورتينسن H. Mortensen (١٩٤٩) وويلهيلمى H. Wilhelmy (١٩٥٨، ١٩٦٢، ١٩٦٨، ١٩٧٢) وفيسمان H. V. Wissmann (١٩٥١) - (١٩٧٥).

وساهم في تطوير الجيومورفولوجيا المناخية جغرافيون فرنسيون حديثون من أمثال: كاييه A. Cailleux (١٩٤٢، ١٩٥٠، ١٩٦٥)، و تريكار J. Tricart (١٩٥٢، ١٩٥٤، ١٩٦٥)، وبوليغ H. Baulig (١٩٥٦). و جيومورفولوجيون من المتحدثين بالانجليزية

من أمثال: بلتيير L. C. Peltier (١٩٥٠)، وليوبولد B. Leopold (١٩٦٤) وكوتون C. A. Cotton (١٩٤٧).

ولا يفوتنى فى نهاية هذه النبذة التاريخية لتطور الفكر الجيومورفولوجى أن أنوه بالمجهود الضخم الذى بذله العالم الجيومورفولوجى الجليل فريتز مخاتشيك F. Machatschek فى تأليف كتابه الممتاز فى الجيومورفولوجيا الاقليمية، والذى يحمل اسم «تضاريس الأرض، Das Relief der Erde»، ويقع فى جزءين يضمنان نحو ١٢٠٠ صفحة من القطع الكبير. وفيه يقسم المؤلف العالم إلى وحدات مورفوتكتونية، ويتناول دراسة الأشكال الأرضية فى كل وحدة بالتفصيل.

الفصل الثانى

التجوية

وتحرك المواد فوق المنحدرات

التجوية

تمهيد:

لا شك أن عملية تحطيم الصخور هي أهم العمليات الجيومورفولوجية على الإطلاق. فبدونها لا يحدث سوى تعديل طفيف للأشكال الأرضية التي تخلفها الحركات البنائية مثل الثنيات المحدبة، والحافات العيبية والأودية الاخدودية. وتتوقف عمليات التعرية بأنواعها كالنحت النهري، والبرى الجليدى، والاكتساح بواسطة الرياح، على توافر الحبيبات الخشنة المشتقة من الصخر، والتي تعدها وتجهزها التجوية بكميات كافية، وبدونها يمتنع أو يعاق إلى حد كبير تطور الأشكال الأرضية الناشئة عن عمليات التعرية المشار إليها.

وينبغي أن نشير هنا إلى أن التجوية Weathering بدورها تعتمد إلى حد كبير على فعل عمليات أخرى. فإذا ما توقف نقل نتاج التجوية من المفتحات الصخرية بعيداً عن موضعها الأصلي، فإن ذلك يعنى عدم انكشاف صخر جديد، وبالتالي تبطئ التجوية فى عملها، وربما يتوقف فعلها على المدى البعيد، بسبب حماية غطاء الفتات الصخرى لصخور الأساس أسفلها. ولهذا فإن عمليات التعرية ذات تأثير مهم فى كشف مساحات من الصخور وتعرضها لعمليات التجوية، وذلك عن طريق نقلها لغطاء الفتات الصخرى. ويتضح من ذلك أن عمليات التجوية، والنقل، والتعرية، تتبادل الاعتماد على بعضها.

ويقصد بالتجوية فعل الجو، وهو الهواء فى حالة السكون، وتأثيره فى تفكك الصخور وتفتيتها محلياً. ويتم ذلك آلياً (ميكانيكياً) أو كيميائياً. ويقتصر تأثير التجوية فى الصخور على تفتيتها دون نقلها. فلا تتعرض حبيبات الصخر المفتت إلا لنقل طفيف للغاية من مكانها الأصلي، وهذا النقل قد لا يكون إلا بمقدار إزاحة مكونات الصخر عن بعضها حينما يتكسر ويتفكك. وعادة ما تقسم التجوية إلى نمطين رئيسيين: تجوية آلية (ميكانيكية أو طبيعية)، وتجوية كيميائية. ومع هذا فإن التمييز بينهما والتفريق الحاد بين عمليهما فى الحقل صعب للغاية. لأنه من النادر أن نجد تجوية آلية مثلاً تعمل وحدها وينفصها، حتى ولو كانت الظروف المناخية والجيولوجية مواتية تماماً لفعلها.

ويعرف النقل Transport بأنه العملية التى بواسطتها يتم تحريك مواد التجوية وإبعادها عن المنحدرات إلى بطون الأودية، وعلى امتداد السواحل فى اتجاه عمودى عليها، أو عبر أسطح اليابس بصفة عامة. ووسائل النقل متعددة، من بينها الحركة بالجاذبية الأرضية، وبالماء الجارى، وبالثلوجات أو الأنهار الجليدية، وبالغطاءات الجليدية، وبالأمواج، وبتيارات المد والجزر، وبالرياح.

ولقد صاغ الجيومورفولوجيون مصطلحات متنوعة تتضمن عمليات النقل وتدل عليها خصوصاً تلك التي تقوم بالعمل فوق منحدرات جوانب الأودية. وقد استخدم بنك Penck كلمة Denudation (تعرية) ليصف إزالة المواد المجواء من فوق صخور الأساس بواسطة التساقط Fall، والانزلاق Slump، وزحف التربة Soil Creep وغسل المطر Rainwash، وغيرها من وسائل التحرك والإزالة. لكن مصطلح Denudation قد اتسع مضمونه عند معظم الجيومورفولوجيين، وأصبح يطلق على كل العمليات المسؤولة عن تخفيض وتشكيل البيئة الطبيعية، وهي التجوية والنقل والتعرية Erosion.

ولعل تعبير إزالة التجوية Weathering Removal يكون مفيداً أو معبراً عن نتاج ونقل فتات المنحدرات. ويستخدم مصطلح «اكتساح كتل الفتات الصخرى» Mass Wasting، ليصف تحرك الفتات الصخرى في هيئة كتلية en masse بواسطة الانزلاقات الأرضية Landslides، والانهييارات Avalanches، والتدفق الأرضي Earth-Flow، وزحف التربة Soil Creep، وانسياب التربة Solifluxion، وكلها ترتبط في حركتها ارتباطاً مباشراً بالجاذبية الأرضية.

ويقصد بكلمة تعرية Erosion في الغالب تأثيرات نحت الماء الجارى، والجليد المتحرك، والأمواج، والرياح المجهزة بالحطام الصخرى الذى أنتجته وأعدته أصلاً عمليات التجوية فى الصخور. والكلمة بهذا المعنى تصبح مرادفة لمصطلحي النحت Corrasion والبرى Abrasion. والتميز بين التعرية Erosion والتجوية Weathering يصبح واضحاً، فالفرق يتمثل فى الأولى فى حركة حبيبات الصخر. لكن التفريق بين التعرية Erosion والنقل Transport لا يكون دائماً بهذا الوضوح.

مثال ذلك، قد يتمكن جدول ماء من نحت مجرى عميق محدد الجوانب Gully فوق منحدر مغطى بغطاء سميك من مواد التجوية، بواسطة التقاط الحبيبات المفككة، لكن قاعه لا يصل إلى الصخر المندمج أسفله. فالجدول فى هذا المثال يقوم بعملية إزالة للمواد أى عملية نقل، وفى نفس الوقت مشغول بنحت المجرى، من خلال التقاطه للحطام الصخرى الذى يشكل حمولة متحركة، التى باصطدامها بجوانب المجرى ويقاعه، تزيح فتاتاً صخرياً مفككاً من مكانه، أى بمعنى آخر تتسبب فى إحداث تعرية Erosion.

ويستخدم تعبير Erosion أحياناً للدلالة على التحلل الكيميائى للصخور بواسطة المياه المتحركة. ومثل هذا التحلل الكيميائى Chemical Erosion قد يحدث فى صخور جييرية ساحلية، حيث تغزو الصخر عملية النحت Corrasion وأيضاً عملية الإذابة الكربونية. ولاشك أن الأخيرة تعد عملية تجوية، لكن كلا العمليتين: التحلل الكيميائى

Corrosion والنحت Corrasion، هما نتاج فعل الأمواج، ويتعاونان في إنشاء شكل أرضي واحد وهو الرصيف البحري التحاتي. وهناك من العمليات الأخرى ما يمكن اعتباره تعرية Erosional، مثل تكسير شظايا الصخور بواسطة الضغط الهيدروليكي، أو بواسطة الاقتلاع الجليدي Glacial Plucking، وهي عملية مماثلة لتجوية الصقيع.

أنواع التجوية

تعد التجوية بمثابة المرحلة الأولى في تعرية البيئة الطبيعية، وهي كما أسلفنا عملية ثابتة لا يرتبط بعملها التحرك أو الانتقال. ويقتصر فعلها على تفتيت الصخر وإعداده لكي ينقل بعد ذلك عن طريق عامل أو آخر من عوامل التعرية كالماء الجارى أو الجليد المتحرك أو غيرهما.

وتنقسم التجوية إلى نمطين:

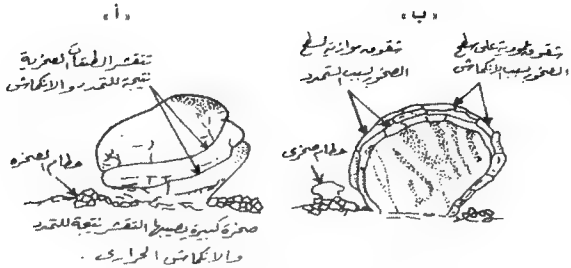
١- تجوية ميكانيكية أو طبيعية Mechanical or Physical ويقصد بها العمليات التي تؤدي إلى تحطيم الصخر وتجزئته إلى مفتتات بشرط أن يظل تركيبه ثابتاً دون أن يتغير.

٢- تجوية كيميائية Chemical وهي التي تعمل على تحلل الصخر وتحويل بعض من مكوناته المعدنية إلى معادن أخرى قد تختلف في الشكل والتركيب عن حالتها الأصلية.

التجوية الميكانيكية

وهي تمارس عملها في تحطيم الصخور بثلاث طرق:

١- الاختلاف اليومي الكبير في درجات الحرارة: ويتضح تأثير ذلك على الخصوص في الجهات الصحراوية حيث يصفو الجو ويشد الجفاف. ففي النهار تلهب الشمس بأشعتها سطح الأرض فتعظم الحرارة، وفي الليل يحدث الإشعاع الأرضي السريع للحرارة وتهبط هبوطاً كبيراً. وتعرض أسطح الصخور في تلك الجهات تعرضاً مباشراً للتغيرات الحرارية اليومية الحادة، فتتمدد بالنهار وتنكمش بالليل. ولما كانت الصخور رديئة التوصيل للحرارة، فإن تأثير التغير الحراري ينحصر في مستوياتها العليا دون السفلى، وتنشأ عن ذلك ضغوط Stresses خلال مكونات الصخور تؤدي إلى إحداث تكسر مواز لسطوحها. وتتفكك الصخور حينئذ في هيئة أشرطة توازي سطوحها. وعملية التفكك بهذا الوصف تسمى عادة بالتقشر Exfoliation (شكل ١ أ، ب).

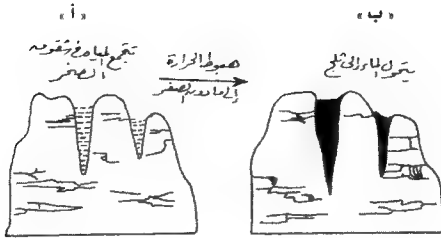


شكل (١) التجوية الميكانيكية، فعل التمدد والانكماش الحراري

وتركيب معظم الصخور النارية والمتحولة من معادن تتباين في درجات تمددها وانكماشها، نظراً لأنها تختلف فيما بينها في حرارتها النوعية. ويؤدي التباين في التمدد والانكماش إلى تحطيم الصخر، بل وإلى تكسر دقيق في مكوناته المعدنية. وتختلف المعادن أيضاً في ألوانها، ومن ثم في درجات امتصاصها للحرارة وفي مقدار التمدد الذي يؤدي بدوره إلى تصدع داخلي في الصخر. وتشير تقارير الرحالة في الجهات الصحراوية إلى حدوث أصوات تشبه فرقة طلاقات نارية، يعتقد أنها أصوات تكسر الصخور بتأثير التغيرات الحرارية. ولما كان الإشعاع الشمسي هو العامل المهم في التغيرات الحرارية، فإن العملية يطلق عليها اسم «تجوية الإشعاع الشمسي» Insolation Weathering.

٢- التغير الحراري اليومي في الجهات الباردة: وهنا تلعب المياه المتسربة في مسام الصخور دوراً كبيراً في تحطيمها. ففي النهار تعمل الحرارة على إذابة الجليد، فتتسرب المياه الذائبة في مسام الصخور وشروخها وتملأها. وفي الليل تؤدي البرودة الشديدة إلى تجميد المياه في المسام والشروخ، فيكبر حجمها، ومن ثم تضغط على جزيئات الصخر، وتساعد على فصلها عن بعضها (شكل ٢ أ، ب).

وظواهر تأثير عملية التجمد والذوبان أو فعل الصقيع شائعة في الحياة اليومية بالجهات الباردة. فكثيراً ما تحدث انتفاخات وتشققات في حوائط وأزقة القرى ويصعب تحريك أبواب المنازل بسبب تجمد المياه، وقد تنفجر مواسير المياه كما تتشقق أجهزة التبريد في السيارات. ويعظم تأثير الصقيع في الصخور اللينة حتى أثناء الموجات

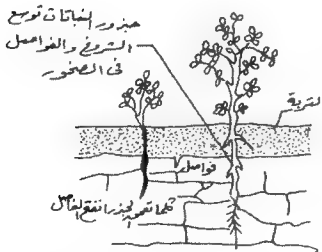


شكل (٢) التجوية الميكانيكية بفعل التجمد والذوبان

الباردة القصيرة المدى، ويحدث أحياناً أن تنفصل طبقات من أسطح المحاجر الطباشيرية بسبب نمو بلورات الفلج في ثناياها. وتتأثر أسطح التكوينات الحصوية تأثيراً شديداً بتتابع التجمد والذوبان. فكثيراً ما يشاهد حطام صخري سميك عند أسافل التلال (تالوس Talus) بعد مضي بضعة أيام من توالي تأثير الصقيع في تكويناتها. وإلى فعل التجمد والذوبان يعزى أيضاً تكوين التراكمات المروحية (سكري Scree) التي يكثر وجودها عند أسافل النطاقيات الجبلية التي أصابها فعل الجليد، وهي واسعة الانتشار في أرجاء وسط أوربا وشمالها التي تأثرت بجليد عصر البلايوسين.

٣- فعل الكائنات الحية:

وهي عامل طبيعي يضاف إلى عوامل التجوية الميكانيكية. فجذور الأشجار تستطيع التداخل والتعمق في الصخور التي تكتنفها الفواصل والشروخ ومثلها الصخور الطباشيرية (شكل ٣) وقد تساعد الحيوانات في نبش الحطام الصخري الذي تعرض جزئياً من قبل لتأثير التجوية. ولعل فعل الأرنب أوضح مثل لذلك.



شكل (٣) النباتات كعامل تجوية ميكانيكية

التجوية الكيميائية

وهي تنشأ عادة من تفاعل غازات الجو كالأوكسجين وثنائي أكسيد الكربون وبخار الماء مع العناصر التي تتألف منها معادن الصخور. ومن ثم يمكن التمييز بين العمليات الآتية التي تحدث بواسطتها تجوية الصخور كيميائياً:

١- **عملية الأكسدة، Oxidation**: ويقصد بها إضافة مزيد من الأوكسجين إلى تركيب المعادن الحديدية التي توجد في المستويات التي تعلو مستوى الماء الأرضي. مثال ذلك ما يحدث للصخور الرسوبية الطينية التي تتميز بلونها الأزرق أو الرمادي (لاحتوائها على مكونات حديدية) طالما كانت بمعزل عن الهواء. وحينما تتعرض للجو تتأكسد مكوناتها الحديدية فيتحول لونها إلى اللون الأحمر أو البني. وتبدو هذه الظاهرة واضحة في الأراضي التي تتركب من صلصال جلاميدي أو طين، فنشاهد مستوياتها العليا بنية اللون، بينما ترى طبقاتها السفلى رمادية ضاربة إلى الزرقاء.

٢- **عملية التميؤ Hydration**: ويقصد بها اتحاد الماء أو بخاره مع بعض العناصر التي تتألف منها معادن الصخور فتكبر وتتمدد. وينشأ عن هذا التمدد ضغط يؤثر في الصخر، وتعمل على إضعافه وتفككه، ومن المعادن التي تقبل التميؤ معدن أنهيدريت Anhydrite (كبريتات كالسيوم لا مائية) فيتحول باتحاد الماء إلى جبس (كبريتات كالسيوم مائية).

٣- **الإذابة البسيطة Solution**: وهي ليست شائعة الحدوث في الطبيعة. فالمعادن التي تقبل الذوبان العادي في الماء كالمح الصخري (هاليت) قليلة للغاية وهي في نفس الوقت لا تدخل في تركيب الصخور إلا نادراً. ومع هذا فقد تكون الإذابة البسيطة ذات أهمية خاصة في بعض المناطق التي يكثر فيها وجود صخور ملحية.

٤- **عملية الكربنة Carbonation أو الإذابة بمساعدة الحوامض**: وهي مهمة في التحلل الكيميائي للصخور الجيرية والدولوميتية الواسعة الانتشار على سطح الأرض. ومؤدي هذه العملية أن مياه الأمطار تذيب بعضاً من غاز ثاني أكسيد الكربون الموجود في الجو، فتحول المياه إلى حامض كربونيك مخفف. وهذا الحامض له القدرة على إذابة كربونات الكالسيوم، وهي المادة التي يتركب منها الصخر الجيري، وتحولها إلى بيكربونات الكالسيوم، وهذه تقبل الذوبان في الماء. ومن ثم تذوب وتتحول إلى محلول مائي يضاف إلى المياه الأرضية.

وبيكربونات الكالسيوم في الواقع غير ثابتة إذ أنها قد تترسب فيما بعد مكونة لما يعرف بالثرفا الكلسية.

ويؤثر الماء العادى فى تحلل بعض معادن الصخور النارية كالفلبارات، وهى، كما نعلم مجموعة من المعادن الهامة التى تدخل فى تركيبها. فهو يتفاعل مع الأورثوكلاس (فلسبار بوساتى) ويؤدى إلى تكوين أيدروكسيد بوتاسيوم وحامض سليكات الألومنيوم. والأخير غير ثابت رذ يتحلل مكوناً لمعادن صلصالية وسليكات غروية. ويزداد التفاعل بوجود ثانى أوكسيد الكربون، وهو متوفر فى الجو. وهو يتفاعل مع أيدروكسيد البوتاسيوم منتجاً لكربونات بوتاسيوم وماء. وبهنا من ذلك كله أن الصخر يتحول بالكربنة والإذابة من حالة الأندماج والصلابة إلى حالة من التفكك والتحلل ويسهل معها بعد ذلك اكتساحه وإزالته.

وشبيه بهذا تأثير مجموعة من الأحماض تعرف بالأحماض العضوية المشتقة من تحلل المواد النباتية. وهى ذات فعل شديد على الصخور الطباشيرية بل وعلى الصخور النارية أيضاً. فهى تحلل المعادن الفلسبارية المكونة لها، ومن ثم تعمل على إضعافها. وأهم انجازات هذه العمليات الكيميائية تتلخص فيما يلى:

١- تضعف بناء الصخر، عن طريق غزو معادن معينة تدخل فى مكونات الصخور النارية والمتحولة، لكنها تهاجم مكونات الصخور الكربونية كلها بلا استثناء، كما تغزو المواد اللاصقة لبعض الصخور الرسوبية.

٢- تسبب ضغطاً فى داخل الصخر عن طريق إحداث تمدد لمعادن معلومة.

٣- تنتج مركبات كيميائية تزول بالإذابة، تاركة وراءها رواسب متبقية. وتتألف هذه الرواسب من نتاج متحلل يعرف بالمعادن الصلصالية، إضافة إلى مواد تبقى فى الصخر لا تستجيب للتحلل الكيميائى. ولهذا فإن الجرانيت حينما تصيبه التجوية الكيميائية، تتحول مكوناته من معادن الفلسبار إلى صلصال كاؤولينى، بينما يبقى الكوارتز «الثابت» فى هيئة حبيبات. وتركب بعض الرواسب المتبقية، التى تخلفت عن تجوية كيميائية طويلة المدى، كلية من «شوائب صخرية» لم تؤثر فيها العمليات الكيميائية إلا قليلاً. ومن أشهر أمثلتها رواسب الصلصال المختلط بالصوان - Clay with - Flint فى مناطق الصخور الطباشيرية بانجلترا، الذى يمثل جزئياً بقايا متخلفة عن عمليات الإذابة الكربونية التى كانت نشطة منذ الزمن الثالث. ومثال آخر نراه فى التريبات الصلصالية الحمراء التى تتواجد فى كثير من المناطق التى تتألف من صخور جيرية.

التجوية بفعل الكائنات الحية

(تجوية كيميائية وميكانيكية)

تقوم النباتات والحيوانات، والإنسان ذاته بدور مهم للغاية في عمليات التجوية ونشوء الأشكال الأرضية الناجمة عن التجوية.

فالنباتات الكبيرة الحجم كالأشجار توسع الشقوق والفواصل في الصخور بواسطة ضغط جذورها النامية، وهي تستطيع تحريك الجلاميد الثقيلة، وإذا ما حدث ونمت قرب حواف المنحدرات الشديدة، فإنها تتمكن من تحطيم الجروف. كما أن هبات الرياح تجعل سيقان الأشجار تتمايل وتخلخل التربة، وتعرضها للسقى الهوائى، ومن ثم تعريض أسطح صخرية جديدة للتجوية. وتتداخل جذور الأشجار إلى أعماق تتراوح بين ٣ - ٦ متر في العادة، لكن قد تتغلغل الجذور إلى أعماق أكثر من ذلك بكثير، فقد تم تسجيل أعماق لجذور وصلت إلى ٥٠ متراً. وتخلق الأشجار الكبيرة حيثما تكاثرت نوعاً من المناخ الخاص الدقيق، على سطح الأرض، الذى بدوره يؤثر فى أنماط التجوية الأخرى، كما تصيف الجذور مساعدة للتجوية الكيميائية.

وتستخلص النباتات المواد الغذائية من التربة، ثم تعيدها إليها حينما تنفض أوراقها وتنتشرها على التربة فتحلل وتضاف إليها، وبالتالي تتولد دورة للعناصر الكيميائية. ويترتب على ثانى أكسيد الكربون الذى توفره النباتات نتائج مهمة. ذلك أن تركيز ثانى أكسيد الكربون فى أجواء التربة يكون أكبر بكثير مما هو فى الجو العادى، ويكون للماء الذى يتخلل مثل هذا الجو المفعم بثانى أكسيد الكربون تأثير فى إذابة الصخور الجيرية يفوق تأثير مياه المطر العادية.

وتؤثر الجذور البالية فى التربة، وتنشأ بدلاً منها أنابيب من أكاسيد الحديد وكربونات الكالسيوم. ويفرز نثار الأوراق المتعفنة مركبات عضوية التى تمثل عوامل تعقيد، وهذه تساعد حركة العناصر المختلفة، خاصة عنصر الحديد، خلال قطاعات التجوية وقطاعات التربة، وهى مهمة على الخصوص فى تكوين تربات البودسول Podsol.

وللنباتات الصغيرة تأثيرات مهمة فى التجوية، فالفطر والطحالب والأشنة Lichen (اتحاد الفطر مع الطحالب) تمارس تأثيراً طبيعياً ميكانيكياً فى الحفر الصغيرة، وتساعد فى التأثيرات الكيميائية عن طريق التنفس واستخلاص المواد المغذية، كما تعاون التجوية الكيميائية البسيطة عن طريق احتفاظها بالرطوبة. وتعيش مجتمعات النباتات المجهرية الدقيقة فى داخل مسام الصخور وفى الرواسب المجاوة، وبالتالي تضعفها وتحللها. وتنشئ نباتات الأشنة حفر تجوية دقيقة. وينشأ طلاء الصحراء Desert Var- nish فى بعض مناطقها عن طريق نشاط تجوية نوع من الطحالب الزرقاء والخضراء، والطلاء الصحراوى عبارة عن غشاء مشرق لامع يتألف من أكاسيد الحديد والمنجنيز.

وتساعد الحيوانات فى نبش الحطام الصخرى الذى تعرض جزئياً من قبل لتأثير التجوية، كما تحفر فى الصخور جحوراً، لكن أهم مساهماتها فى التجوية تكرار خلطها ومزجها لمواد التربة. وتبعاً لذلك تتعرض مواد جديدة لفعل التجوية. فالحيوانات الحفارة كالأرانب والخلد Mole و كلاب البرارى كلها قلابة للتربة، وبعضها يحفر أنفاقاً أو يبنى ربي وأكواماً من الأتربة.

أما النمل الأبيض Termites فيعتبر عاملاً مصنفأً وفارزاً لمكونات التربة. فهي تبني مساكنها التي تسمى تيرميتاريا Termitaria من حبيبات لا يزيد قطرها على ملليمتر واحد. ولعل هذا من بين أسباب تشكيل الصفوف الحجرية Stone Lines التي يشيع وجودها فى التربة المدارية. وهي عبارة عن أشربة من الحصى، تبدو منتظمة كصفوف فى مقاطع مستعرضة، تبدو مكشوفة فى الخنادق أو فى قواطع الطرق، وهي التي تحدد الاتصال بين التربة المفروزة التي كومها النمل لبناء مساكنه، والمواد الصخرية الخشنة أسفلها.

وتمرر الديدان الأرضية مكونات التربة الدقيقة خلال أجسامها، وتطرحها على السطح، ومن ثم تنتج خليطاً من المعادن والمواد العضوية. وللديدان الأرضية غدد تحتوى على كربونات الكالسيوم. ولقد وجد فى بعض التربة أن السبب فى عدم حامضية مستواها العلوى، رغم حامضية مستواها السفلى، يرجع إلى تراكم عقد صغيرة فى حجم الرمال من كربونات الكالسيوم اشتقت من الديدان الأرضية المينة. ومع أن هذه العملية ليست بذات أهمية كمية، فإنها مثال طيب لمختلف الطرق وتنوع الوسائل التي بها تتمكن الكائنات الحية من التأثير ومعاونة عمليات التجوية.

وهناك أساليب أخرى متنوعة للتجوية بتأثير الكائنات الحية. فأنواع من القواقع تحفر ثقوباً فى الصخر الجبرى، وروث الطيور ينحت الصخر الجبرى كيميائياً وعن طريق التفاعل ينشئ معادن جديدة. وتستطيع الخفافيش أن تنبش أسقف الكهوف وتجربها ميكانيكياً، أو عن طريق التفاعل مع ذرقها (روثها أو فضلات هضمها) كيميائياً. وفى النطاقات الساحلية، تحفر بعض الحيوانات حفراً فى الصخر ميكانيكياً، أو عن طريق إفرازاتها كيميائياً. ويساعد ثانى أكسيد الكربون الذى تفرزه النباتات والحيوانات فى إذابة كربونات الكالسيوم المكونة للجروف الساحلية. وقد تفكك السراطين Crabs عن طريق حشر أجسامها داخل الشقوق التي تكثف الصخور، كما تتغذى بعض الأسماك بالمراجين.

ويبقى الإنسان، تاج الخليقة، وأثره الفعال كعامل تجوية. فالإنسان حينما يحفر الأرض ويحرق التربة يؤثر فى عمليات التجوية على سطح الأرض تأثيراً مباشراً، كما

أنه يؤثر في مسار التجوية العضوية الحيوية حينما يغير ويبدل في الأنواع النباتية سواء بطريق الصدفة أو بواسطة الزراعة. وينتج الإنسان عن طريق الصناعة كميات كبيرة من الفضلات الصلبة، ويعتمد في تحليلها والتخلص منها على عمليات التجوية.

وتغير أوجه النشاط الصناعي المتنامية في تركيب الغلاف الجوي. ويؤدي تكون ثاني أكسيد الكربون وثاني أكسيد الكبريت إلى زيادة الحامضية وبالتالي تنشيط التجوية الكيميائية في الصخور المكشوفة. ولقد تكفى التغيرات في المحتوى الجوي من ثاني أكسيد الكربون للتأثير على مناخات العالم، أو على إذابة الكربونات في البحار والمحيطات. والواقع أن التجوية صلة ورابطة مهمة بين الإنسان وبيئته. ولعل الفهم الصحيح لهذه الصلة يوقظ الإنسان لكي يعمل على تقوية قدراته لمواصلة الحياة على سطح الأرض.

العوامل التي يتوقف عليها فعل التجوية

يؤثر في درجة التجوية ونوعها عدة عوامل أهمها:

أ) التركيب المعدني للصخور: تتركب الصخور من معادن متباينة، وكل معدن يختلف عن الآخر في درجة تأثره بالتجوية. ولذلك فإن الصخور التي تتكون من معادن مقاومة للتجوية كالجرانيت لا تتحلل بسهولة، بعكس الصخور التي تتألف من معادن قابلة للتجوية (الكربنة) كالصخر الجيري. ومن الممكن تنظيم المعادن التي يشيع وجودها في الصخور الفلزية على أساس قابليتها للتأثر بالتجوية الكيميائية. وفي القائمة التالية وضعنا أكثر المعادن تأثراً بالتجوية على رأسها، وأقلها تأثراً بها في نهايتها:

معادن دابكنة	معادن فاتحة
أولفين
أوجيت	بلاجيوكلاس جيزرى
.....
هونبلند	بلاجيوكلاس جيزرى صوديومي
.....
بايوتيت	بلاجيوكلاس صوديومي جيزرى

	أورتوكلاس
	موسكوفيت
	كوارتز

ويتضح من القائمة أن المعادن الداكنة هي أكثر المعادن قابلية للتأثر بالتجوية الكيميائية، وهي تدخل في تركيب الصخور القاعدية والفوق قاعدية بنسب كبيرة، بينما المعادن الفاتحة قليلة التأثير بالتجوية، وهي تدخل في تكوين الصخور الحامضية، وبناء على هذا فإن الصخور الحامضية أقل من القاعدية تأثراً بالتجوية الكيميائية. ولنتخذ لذلك مثلاً صخر الجرانيت وصخر الجابرو. فالأول يتרכب أساساً من الكوارتز والأورتوكلاس والموسكوفيت والبايوتيت. وبالرجوع إلى القائمة السابقة سنرى أنها جميعاً من المعادن القليلة للتأثر بالتجوية الكيميائية. أما الجابرو فيتרכب أساساً من الأوجيت والبلاجيوكلاس الجيرى الصوديومى، وهما من أكثر المعادن قابلية للتأثر بالتجوية الكيميائية.

ولا يتأثر الكوارتز والموسكوفيت بالتجوية الكيميائية، ومن ثم فإنهما يتفككان من الصخر على هيئة حبيبات وشرائح، بينما تتحول المعادن الفلسبارية والحديدية المغنيسية إلى معادن صلصالية. وتبعاً لذلك فإن نتائج تجوية الصخور الجرانيتية يكون عادة أخشن من نتائج تجوية صخور الجابرو. ولهذا أثره في تربة الحطام الصخرى الجرانيتية التي تكون عادة أقل خصوبة من تربة الفتات الجابرويدي. فضلاً عن أن الأخيرة تحتوى على نسب أكبر من الكالسيوم.

(ب) نسيج الصخر ومظهره: ويقصد بذلك حالة التبلور التي يكون عليها الصخر، فيما إذا كان كبير الحبيبات أو دقيقها، بورفيرى المظهر أو زجاجياً، ثم نظام ترتيب البلورات ودرجة اندماجها وتماسكها ببعضها، وعادة ما يكون الصخر الكبير الحبيبات أسرع تأثراً بالتجوية من الصخر الدقيق الحبيبات، وذلك حينما يتماثل الصخران في تركيبهما المعدنى. وفي الصخور الكبيرة الحبيبات غالباً ما يترتب على تجوية معدن من مكوناتها تأثير أكبر من تجوية نفس المعدن في الصخور الدقيقة الحبيبات، نظراً لأن الأخيرة تتميز بنسيج أكثر تماسكاً واندماجاً.

(ج) صلابة الصخور: تتباين الصخور تبايناً كبيراً في صلابتها، وذلك لاختلاف تركيبها المعدنى، وطبيعة تماسكها، ودرجة اندماجها، وتلاحمها الذى يكون أحياناً انعكاساً لعمرها في حالة الصخور الرسوبية المدفونة أسفل سمك هائل من الصخور الأحداث، ومن ثم يشيع استخدام تعبير «صخور صلبة قديمة».

وصلابة معادن الصخور تقاس بمقياس صلابة نسبي يعرف بمقياس موس Mohs الذى يتدرج من رقم (١) الذى يعبر عن المعدن اللين الضعيف جداً، إلى الرقم (١٠) الذى يشير إلى أصلب المعادن. ومن المعادن التى يكثر دخولها في تركيب الصخور

المعادن الآتية مرتبة حسب صلابتها: الجبس (٢) ، والكالسيت (٣) ، والفلسبار الأورثوكلاسي (٦) ، ثم الكوارتز (٧) .

ومعظم الصخور النارية صلبة ، لأنها تتألف من معادن صلبة ، غالباً من الفلسبار الأورثوكلاسي ، والبلاجيوكلاسي والكوارتز ، كما أن تلك المعادن قد اندمجت ببعضها اندماجاً شديداً أثناء عملية التبريد والتبلور .

أما الصخور الرسوبية فمعظمها لين ، رغم أنها تحوى معادن قد تكون غاية في الصلابة . فالصخر الرملي مثلاً قد يتألف من حبيبات الكوارتز الشديد الصلابة ، لكنه قد يكون ضعيفاً جداً ، لأن حبيبات الكوارتز تكون ملتصقة ببعضها بمادة لينة مثل كربونات الكالسيوم . لكن إذا ما كانت المادة اللاصقة شديدة التحمل والمقاومة ، فإن الصخر يكون بالغالى صلابة . فالكوارتزيت الذى يتألف من حبيبات الكوارتز الملتصقة ببعضها بمادة السيليكات ، من أكثر الصخور مقاومة للتجوية ، فهو أكثر صلابة وتحملًا من الصخر الجيرى المثالى مائة وخمسين مثلاً .

وينبغى أن نشير إلى أن صلابة الصخر ليست العامل المهم فى تقرير مدى مقاومة الصخر لعمليات التجوية كما قد يقاد إلى الإذهان . فالحقيقة أن صلابة الصخر تأتى فى الترتيب بين العوامل القليلة الأهمية فى مقاومة التجوية ، وإن كانت مهمة فى مقاومة التعرية Erosion ، فهي ضعيفة أمام التجوية الكيميائية ، وإن كانت تبطئ فعل التجوية الميكانيكية . والمهم هو أن كل الصخور الصلبة تقريباً تحتوى على نقاط ضعف إما فى بنائها كالفواصل والكسور ، أو فى تركيبها الكيميائى ، مما يجعلها عرضة لعمليات التجوية الكيميائية .

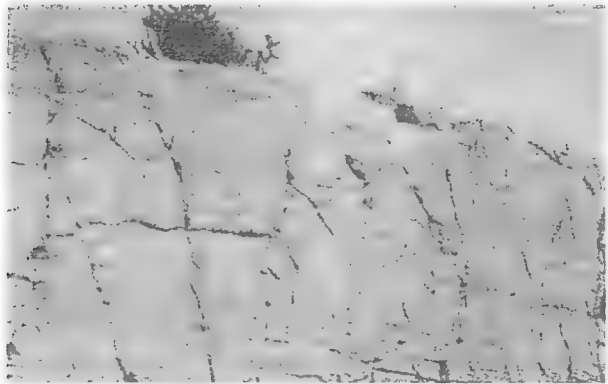
ومع هذا فهناك من الصخور الصلبة ما يقاوم التجوية الميكانيكية والكيميائية لفترات طويلة من الزمن .. ففي مناطق الصخور الطباشيرية بانجلترا توجد جلاميد صخرية وحصى صوان تتألف جميعاً من السيليكات ، قد قاومت عمليات التجوية بأنواعها المختلفة ، وبقيت حتى الآن منذ أعصر الزمن الثالث .

د) بناء الصخور: فالصخور تحوى فواصل Joints ومنها الصخور النارية ، وسطوح انفصال Bedding Planes كالصخور الرسوبية الطباقية ، أو تتميز بما يشبه الطباقية (النسيج الورقى أو الصفائحي) كالصخور المتحولة . ومثل هذه التراكيب الثانوية تساعد عوامل التجوية مساعدة فعالة ، لأنها تزيد من مساحة أسطح الصخور المعرضة لغزو العمليات الكيميائية ، وتسمح بنفاذ المياه والأكسجين ، وتمثل خطوط ضعف تستغلها العوامل الميكانيكية كأسافين الجليد . وكلما كثر وجودها فى الصخر كلما ازداد تأثيره

بالتجوية. وفضلاً عن ذلك فإن الصخور التى يصيبها الالتواء والانكسار أكثر تعرضاً للتجوية من غيرها، نظراً لما يحدث بها من تصدع وتفلق يضعفانها.

والفواصل ظاهرة شائعة الوجود فى جميع أنواع الصخور. وهى تنتظم فى مجموعات حيث توجد بوفرة. وإذا وجدت مجموعة واحدة منها فى الصخور فإنها تقسمها إلى كتل صخرية متوازية ذات اتجاه واحد. وعادة ما نجد - على الأقل - مجموعتين واضحتين من الفواصل تتقاطعان بزاوية كبيرة. وينشأ من انتظام مجموعتين متقاطعتين أو أكثر ما يعرف بالنظام المفصلى Joint System. وعدا سطوح الانفصال Bedding Planes الطبيعية التى تفصل بين طبقة رسوبية وأخرى، نجد النظام المفصلى تقسم الصخور الرسوبية الطباقية إلى كتل صخرية متلاصقة. وكلما كان الصخر دقيق الحبيبات كلما كانت الفواصل أهد، وبالتالي يزداد تحديد الكتل الصخرية وضوحاً (شكل ٤).

وهناك عدة أسباب يعزى إليها تكوين الفواصل. فقد تنشأ فى الصخور الرسوبية نتيجة لعمليات الشد الناتجة عن تقلص وانكماش تلك الصخور بسبب تجفيفها حالما تظهر فوق سطح البحر، وقد تتكون نتيجة لعمليات الإثناء والتقوس التى تصيب الصخور أثناء معاناتها لضغوط القوى الإلتوائية.



شكل (٤) فواصل تقطع طبقات أفقية من الصخور الرسوبية. ويتضح

وجود مجموعتين من الفواصل تتقاطعان بزاويا قائمة

وتتكون الفواصل في الصخور النارية بسبب عمليات التقلص والانكماش التي تنشأ من تبريد تلك الصخور عقب تحولها من الحالة المنصهرة إلى الحالة الصلبة. وتظهر الفواصل بأشكال عديدة تتوقف على معدل درجة التبريد وعلى حجم وشكل الجسم الناري. فالكتل الجرانيتية الضخمة تتميز بسطوح مفصلية تقطعها وتقسّمها إلى كتل صخرية أو منشورات كبيرة. أما الصخور الدقيقة الحبيبات التي تكون السدود الرأسية والأفقية ومخازن اللاكوليت الصخرية فتقسمها عادة فواصل متجاورة متقاربة الأبعاد إلى قطع صغيرة حادة الحواف.

وهناك نوع خاص من الفواصل ينشأ عن عمليات التقلص التي تحدث في الصخور النارية عند تبريدها يؤدي إلى تكوين المظهر العمداني Columnar Structure للصخور. ويتضح هذا المظهر ويكثر في تكوينات السدود الرأسية والأفقية وفي نطاقات الآلاف السميكة، حيث نجد العديد من الفواصل المتقاطعة التي تقسم الصخور إلى منشورات متلاصقة، تتميز باختلاف عدد حوافها، ولكنها عادة ما تبدو سداسية الشكل (شكل ٦، ٥).

وتختلف هذه المنشورات في أحجامها إذ تتراوح أقطارها بين بضعة سنتيمترات إلى عدة أمتار، أما طولها فيصل إلى نحو ١٥٠ متراً. ومثل هذه الأشكال المسدسة في منطقة



شكل (٥) الفواصل السداسية والمظهر الصخري العمداني المسدس المقطع



شكل (٦) البناء العمداني للصخور البازلتية

جياننس كوزواى Giant's Couseway الشهيرة فى شمال أيرلنده . ومثلها أيضاً الأعمدة البازلتية السداسية المقطع فى منطقة هيجاو Hegau فى مقاطعة الشافهاوزين Schaff-hausen فى جنوب ألمانيا .

وهناك أمثلة أخرى لها فى غرب الولايات المتحدة فى منطقة ديفلزبوست بايل Devil's Post-Pile فى وادى سان جواكين San Joaquin بكاليفورنيا، وبرج الشيطان بشمال ولاية ويومنچ . وتكون هذه الأعمدة دائماً عمودية على سطح التبريد الرئيسى، ولهذا فإنها تكون رأسية فى السدود الأفقية المستوية وفى أشرطة اللافا، بينما نجدتها أفقية فى السدود الرأسية .

وفى الصخور البلورية كالجرانيت والنيس يحدث تمدد Dillation عقب انزياح ضغط ما فوقها من سمك ضخم من الصخور بواسطة عمليات التعرية .

وفى الصخور البالورية كالجرانيت والنيس يحدث تمدد Dillation عندما تتمكن عوامل التعرية من اكتساح سمك ضخم من الصخور التى كانت تغطيها . فحالما ينزاح ضغط هذا الثقل العظيم من الصخور السطحية فإن كتلة الصخور البلورية ترتد فى اتجاه رأسى إلى أعلى، فتتشأ فواصل موازية للسطح، وهذا ما يسمى بالفواصل الشريطية Sheet Jointing وتبدو الكتلة الصخرية حينئذ وقد تفسخت إلى طبقات تشبه فى هيئتها

شكل طباقية الصخور الرسوبية، وتعرف لهذا أحياناً باسم «أسطح الطباقية الكاذبة» Pseudo - bedding planes.

وتعاون الفواصل عمليات التجوية بطرق متعددة منها:

١- تتركز التجوية الكيميائية بواسطة ماء المطر الحامض على طول الفواصل وسطوح الانفصال الطبقي. وعادة ما يرتبط بالفواصل الرئيسية تكوين الدولينات Do-lines والوديان الجافة، والبالوعات، والكهوف، والمجاري الباطنية في مناطق الصخور الجيرية الرطبة. وتنشأ الكهوف والمغارات في باطن المناطق الجيرية حيثما تجاورت الفواصل وتكاثفت، واشتدت لذلك فعل الإذابة الكربونية.

وفي المناطق التي تتركب من صخور جرانيتية، قد ينقسم الصخر إلى كتل شبه مكعبية الشكل نتيجة لفعل التجوية الكيميائية على طول الفواصل الرأسية (التي نشأت عن الانكماش) وعلى امتداد أسطح الانفصال الطبقي الكاذبة الأفقية. أما في الأراضي الجرانيتية التي تكثر فيها الفواصل وتتجاور وتلتصق، فقد تم تجوية الجرانيت كلية، وذلك لأن الفلسبارات والمعادن الحديدية - المغنيسية التي تدخل في تركيبه غير ثابتة، فتتحول ويتبقى الكاولين المحتوي على حبيبات الكوارتز. أما حيث تتباعد الفواصل وتتمتع ويقطع التحلل والتآكل نسبياً، تنشأ تحت السطح جلاميد مستديرة شبه كروية Spheroidal نتيجة لتآكل جوانب وهوامش الكتل الصخرية المستطيلة والمكعبية.

وقد ينشأ نسيج صخري مظهرى أشبه بنسيج قرص عسل النحل Honey comb، حيثما تكون المواد اللاحمة لمكونات الصخر أشد مقاومة للتجوية من مادة الصخر ذاته. فتحلل مادة الصخر مكونة لحفر تفصل بينها جدران أصلب من المادة السمنتية.

٢- تعاون الفواصل عملية أسفنة الصقيع والجليد Frost and Ice Wedging في الأراضي التي يسودها المناخ الجليدي وشبه الجليدي. ذلك أن المياه تنفذ بسهولة خلال الفواصل أثناء النهار، وتحول إلى ثلج أثناء الليل. وحينما يبرد الماء وتنخفض حرارته من ٤ درجة مئوية إلى الصفر المئوي، يزداد حجمه بنسبة العشر (١٠ ٪)، وحينئذ تعاني جوانب الفواصل من ضغط هائل يعادل ما يقرب من طن (١٠٠٠ كيلو جرام) على السنتيمتر المربع. وبمرور الزمن يتكسر الصخر إلى كتل زاوية مشكلة لما يعرف بالألمانية باسم بحر الكتل الصخرية Felsenmeer أو فرشات الكتل الصخرية - Block Spreads.

وتعد الفواصل الكثيرة المتجاورة في الصخور الطباشيرية في جنوب إنجلترا، أحد العوامل الرئيسية في شدة تأثرها بظروف مناخ هوامش الجليد Periglacial Conditions، أثناء عصر البلايوستوسين، وتحللها وتآكلها مسببة لتراجع شديد

للمنحدرات من جهة، ولتراكم كميات ضخمة من رواسب ومخلفات تلك الصخور. وما يزال تأثير التجوية في تلك الصخور واضحاً جلياً حتى تحت تأثير الظروف المناخية الحالية.

٣- تعتمد عملية التقشر Exfoliation اعتماداً كبيراً على الفواصل الشريطية Sheet Jointing، التي تنشأ عن عمليات التمدد بسبب انزياح الضغط عن الصخور السفلى، عندما تكتسح عوامل التعرية ما فوقها من صخور، على نحو ما شرحناه سابقاً.

(هـ) المناخ: وهو يؤثر في الأهمية النسبية لمختلف أنواع التجوية. فالتجوية الميكانيكية تسود في الأقاليم الجافة، حيث يعظم التباين الحرارى بين النهار والليل، وفي الأقاليم الباردة حيث يشتد فعل الصقيع بواسطة تتابع التجمد والانصهار. بينما يسود فعل التجوية الكيميائية في الأقاليم الرطبة سواء كانت معتدلة أو حارة، وإن كان تأثيرها يشتد كلما ارتفعت الحرارة، ذلك أن كثافة التفاعل الكيميائي تتضاعف مع كل ارتفاع في درجات الحرارة مقداره ١٠ درجة مئوية.

ويمكننا، من وجهة نظر التجوية، تقسيم مناخات العالم بصورة مبسطة للغاية إلى خمسة أنماط رئيسية:

١- المناخات الرطبة المدارية:

تتعاون الحرارة المرتفعة والأمطار الغزيرة، سواء كانت موسمية أو معظم العام أو كله، في إحداث تجوية كيميائية غاية في النشاط والكثافة. وإذا ما استثنينا المنحدرات الشديدة حيث تنشط التدفقات الطينية والانزلاقات الأرضية، نجد غالب المواد المجواه تبقى في مكانها، خاصة في مناطق الغابات المدارية، حيث تعوق جذور الأشجار زحف المواد وتمنع حركتها.

وحتى الصخور التي توصف عادة بأنها عظيمة المقاومة للتجوية، كالصخور النارية الحامضية، تتحلل إلى عمق كبير يصل إلى نحو ٣٠ متراً، بل لقد يصل العمق في بعض الحالات الشاذة إلى ١٠٠ متر. ولقد لا يضطرب استقرار الصخر الذي أصابته التجوية إلا قليلاً، وتبقى المعادن المجواه وغير المجواه في أماكنها في الصخور المتهاكلة. وتحتوى الطبقة الصخرية المجواه في العادة على كتل صخرية لم تتأثر بالتجوية (تعرف بأحجار القلب Corestone أو الحشايا Woo'sacks) التي قد تظهر على السطح حينما تتمكن عوامل التعرية من إزالة ما يحيط بها من رواسب.

ومن بين أهم خصائص التجوية في الجهات المدارية وجود حدود فاصلة سفلى حادة بين الطبقة المجواه والأساس الصخرى. ويعرف الحد الذي يفصل بينهما باسم

سطح التجوية القاعدى Basal Weathering Surface ويكون هذا السطح فى العادة وعراً غير منظم، فتظهر فيه منخفضات أو أحواض Basins حيثما يكون الصخر كثير الفواصل فيشتد تأثيره بالتجوية، أو حيث تكون معادن الصخر غير ثابتة كيميائياً، بينما تبرز فى السطح رىى وأكام قبابية الشكل Domical Rises حينما يكون الصخر مقاوماً لعمليات التجوية.

ويتضاءل فعل التجوية الميكانيكية فى المناخات المدارية الرطبة، وهو يندعم تقريباً فى مناطق الغابات الاستوائية والمدارية المطيرة، حيث يكون الصخر الصلد مدفوناً أسفل غطاء سميك من الرواسب المجوة، ومن النبات النامى الكثيف، والنبات المتساقط المتعفن، فلا يتأثر بالتغيرات الحرارية الجوية. أما فى أراضى السفانا فإن تأثير التجوية الميكانيكية يأتى فى مرتبة ثانوية، حيث تؤثر تجوية الأشعاع الشمسى فى أسطح الصخور المكشوفة على واجهات الحافات الصخرية والجبال الجزيرية Inselberge وفيما عدا ذلك نرى الأراضى متأثرة إلى عمق كبير بالتجوية الكيميائية، وبالتقشر Exfoliation الذى تسببه غزوات التجوية الكيميائية على طول الفواصل الشريطية Sheet Joints.

٢- المناخات الجافة وشبه الجافة:

كان يعتقد أن التجوية الكيميائية مشلولة اليد فى الجهات الجافة وشبه الجافة نتيجة للجفاف، أو ندرة الرطوبة، وأن التجوية الميكانيكية هى السائدة. ففى هذه المناخات يعظم المدى الحرارى، الذى يتسبب فى تعاقب تمدد وانكماش أسطح الصخور العارية، وهذا بدوره يعمل على تفكك الصخور إلى كتل وحبيبات، وتقشر (كما كان يعتقد). وتدل خشونة مكونات رواسب المناطق الصحراوية، وقلة وجود المواد المتحللة كالصلصال، على أهمية فعل التجوية الميكانيكية أو الطبيعية فى الصخور.

وعلى الرغم من شيوع التجوية الميكانيكية فى الأقاليم الجافة، فإن التجوية الكيميائية لها أثرها أيضاً. فمهما يكون الهواء جافاً فى الصحارى، فإنه لن يخلو من قدر يسير من بخار الماء الذى قد يتكاثف فوق الصخور التى يتم تبريدها بسرعة أثناء الليل على هيئة ندى. وتعاون هذه الرطوبة معاونة فعالة فى التقشر وفى تجوية أسطح المنحدرات الشديدة والكتل الصخرية المنعزلة فى الصحارى. وقد تبين من دراسة الآثار الجرانيتية المصرية أن هناك من المواضع ما يناسب تجويتها كيميائياً. فالتمائيل التى توجد بجوار القاهرة حيث يسقط مطر قليل قد أصابتها التجوية بدرجة أكبر من زميلاتها فى صعيد مصر الأجف. وقد اتضح أيضاً أن أسافل التماثيل قد تأثرت بالتجوية أكثر من أعاليها، وذلك بسبب تعرضها للرطوبة والبلل، لاتصالها بالتربة.

ومع هذا فلا ينبغي أن نفترض في أهمية التجوية الكيميائية في الجهات الصحراوية الجافة بناء على هذه الأدلة وأمثالها. فهناك من الصخور ما هو حساس وضعيف للغاية أمام غزوات التجوية الكيميائية، كالصخور الجيرية والدولوميتية، لكنها تبدو عظيمة المقاومة في المناخات الجافة وشبه الجافة مما يدل على ضعف التجوية الكيميائية في تلك الجهات.

٣- المناخات المعتدلة:

تتمثل في هذه المناخات معظم عمليات التجوية. فهنا نجد التجوية الميكانيكية ممثلة في تجوية الصقيع للصخور المكشوفة التي تكثر بها الفواصل في الجبال وعلى واجهات الجروف والحاقت. كما نجد التجوية الكيميائية بغالب أنواعها: كالأكسدة التي تصيب الصخور المحتوية على معادن حديدية، والكرينة التي تشد في الأحجار الجيرية والطباشيرية، والإذابة الكيميائية وما يصاحبها من عمليات كرينة في الصخور النارية. لكن المهم أن جميع أنماط التجوية لا تعمل بهمة وسرعة في المناخات المعتدلة.

والتجوية الكيميائية هنا أنشط في مجموعها من التجوية الميكانيكية، نظراً لأن غطاء التربة والنبات يعاونها، إذ يلائم تسرب مياه المطر وتخللها وتوليد الأحماض العضوية. لكن اعتدال الحرارة يعنى بطء التفاعلات الكيميائية، ومن ثم فإننا لا نتوقع أن تتعمق التجوية في تأثيرها في الصخور كما هي الحال في المناخات الرطبة المدارية.

ولا تنشط التعرية الكيميائية نشاطاً كبيراً في وقتنا الحاضر في المناخات المعتدلة إلا في حالات خاصة. وأظهر حالة تتمثل في الصخور الجيرية، كما أسلفنا، حيث وجد من تحليل مياه الينابيع أنها مشحونة ببيكربونات الكالسيوم، مما يدل على أن عملية الإذابة الكربونية نشطة ومؤثرة. ومع هذا، فيمكن القول بصفة عامة أن البيئة الطبيعية في المناطق المعتدلة الرطبة في حالة استقرار نسبي. وإذا ما شاهدنا كميات ضخمة من رواسب ركامات سفوح Scree جبال المناطق المعتدلة، فإننا ينبغي أن نلاحظ أن معظمها ظواهر حفريّة ومخلفات فترات الجليد البلايوسينية، وأن قليلاً منها ما نشأ عن تجوية الصقيع في ظلال المناخ السائد الحالي.

٤- المناخات القطبية:

تسود هنا عملية التجوية بفعل الصقيع Frost Action، التي يطلق عليها أحياناً مصطلح «الكسر بالتجمد Congelifraction». وهذه تنتج فرشاة خيطاً من الحطام الصخري الكتلّي وكميات ضخمة من الرواسب الدقيقة الناشئة عن التفكك الحبيبي للجلاميد الصخرية.

وتحدث التجوية بطريقتين رئيسيتين:

الأولى: وتحدث على أوجه الصخور العارية الشديدة الانحدار، حيث يتمكن الماء من النفاذ والدخول في الشقوق، حيث يتجمد مكوناً لأسافين الجليد.

والثانية: في المستوى العلوى من التربة الدائمة التجمد Permafrost الذى يتراوح بين ٢ - ٦ متراً، والذي يعرف بالمستوى أو النطاق النشط Active Zone حيث فيه يتعاقب التجمد والانصهار Freeze - Thaw يتحطم الصخر الصلب بسرعة، كما تتحرك المواد المجوأة عن طريق الإنسياب Solifluxion.

وعادة ما ينظر إلى التجوية الكيميائية في المناخات الجليدية وشبه الجليدية على أنها بغير ذات أهمية، ذلك لأن انخفاض درجات الحرارة يضعف التفاعلات الكيميائية، رغم وفرة المياه في فصل انصهار الجليد. ومع هذا فإن التجوية الكيميائية، كما في الصحارى الجافة، ليست مشلولة العمل. ذلك أن سوء الصرف في المناطق المنبسطة، وتواجد التربة السفلى المتجمدة الصماء غير المنفذة للمياه، يتيح الفرصة لنمو وتراكم النباتات المتعفن، ومن ثم تكوين الأحماض العضوية.

هذا وقد وجد أن المياه المنبثقة من أسفل الأحواض الجليدية، تحتوى على بكتريونات مذابة بها، وهذا يثبت نشاط عملية الكرنة. وقد يرجع ذلك إلى حقيقة أن إذابة ثانى أكسيد الكربون في المياه يزداد بتناقص درجات الحرارة نحو الصفر المئوى، وتبعاً لذلك يزداد تركيز حامض الكربونيك. وقد دلت القياسات التى قام بها الجيومورفولوجى الفرنسى كوربيل Corbel سنة ١٩٥٩، أنه في المناخات الباردة الثلجية، التى تتميز بموسمية الأرض المتجمدة، وكثرة سقوط الثلج في الشتاء، تزداد نسبة إذابة الجير في المياه سطحياً وباطنياً زيادة كبيرة. لكن يبدو أنه في المناطق شبه الجليدية الجافة الباردة، يمنع التجمد الدائم للتربة عمليات التجوية الكيميائية في قسمها السفلى.

٥- المناخات البحرية (الساحلية):

أجواء السواحل رطبة، والبحر مالح، وتجوية الملح Salt Weathering مهمة جداً في النطاقات الساحلية. فحينما تجف المياه المالحة التى تتشبع بها الجروف الساحلية، تترسب الأملاح في هيئة بللورات داخل الشقوق والفواصل التى تكثف صخور الجروف، فتعمل على توسيعها، كما تحطم حبيبات المعادن وتفصلها، وبذلك تعدها للإزاحة والنقل بواسطة أمواج المد التالية أو الأمواج التى تثيرها الرياح. وتحول الأملاح إلى بللورات يشبه بعض الشيء تحول المياه إلى ثلج، فكلاهما كان في الأصل مادة

سائلة هي المياه سواء كانت نقية أم مشبعة بالأملاح. وكلاهما يتحول في الشقوق والشروخ والفواصل والمسام والفراغات التي تكثف الصخور إلى مادة صلبة أكبر حجماً تمارس ضغوطها على الصخور التي تحتويها. وطبيعي أن يزداد الفعل الميكانيكي للتجوية الملحية بكمية تكرار ظروف البلل والجفاف للمياه المالحة، وتبعاً لذلك يعظم التأثير بجوار البحر، ويقل بسرعة بالاتجاه نحو الداخل.

ولا يقتصر تأثير التجوية الملحية على السواحل البحرية والمحيطية وحدها، بل يتعداها إلى سواحل البحيرات المالحة بالمناطق القارية الجافة وهنا تشارك الأملاح الأخرى عدا ملح الطعام (كلوريد الصوديوم) في العملية الميكانيكية.

ومن بين ظواهر التجوية الهامة في النطاقات الساحلية ما يسمى بتجوية الرطوبة والجفاف (Slacking or Wetting - and - drying). ذلك أن بعض الصخور التي تحوى كمية كبيرة من المعادن الصلصالية، خاصة صخور الشيل، تنكسر حينما تتعرض للبلل والجفاف مراراً وتكراراً. وفي النطاقات الساحلية التي يتعاقب فيها المد والجزر مرتين في اليوم، تصبح الظروف مواتية جداً لمثل هذه التجوية، ويشد أثرها في تفكك الصخور وتكسيرها.

وتتعاون كل من التجوية الملحية وتجوية الرطوبة (البلل) والجفاف في تفكيك الصخور البارزة النائفة فوق مستوى مياه البحر، لكن عملهما يتوقف في الصخور التي تظل مبللة بالمياه بصفة دائمة. وكلا النوعين من التجوية يعملان سوياً على تسوية أى صخور بارزة من الجروف الساحلية التي تقع فيما بين منسوبي المد والجزر، أى التي تتعرض للبلل والجفاف المتعاقبين. وإذا ما تعرضت النطاقات الساحلية لهاتين العمليتين فترة طويلة وكافية من الزمن، فإنهما تتمكنان من نحت رصيف بحرى ساحلى منبسطة Flat rock - cut Platform، الذى يبلغ اتساعه بضعة مئات من الأمتار، والذى تغطيه مياه البحر بسمك ضحل لا يتعدى سنتيمترات قليلة. ويكثر وجود أمثال هذه الأرصفة فى الجهات الحارة. أما فى الجهات الباردة فإن النحت والتفتيت بالاحتكاك Attrition يكون أهم وأبعد أثراً من التجوية فى جيومورفولوجية السواحل.

وقد تنشط الإذابة الكيميائية فى السواحل، وهى أظهر ما تكون فعلاً وتأثيراً فى السواحل المكونة من صخور جيرية، حيث تكثر تجاوير الإذابة فى الجروف الساحلية، تعلوها أحياناً بروزات صخرية أكثر مقاومة لعمليات الإذابة والتحلل.

(ل) المتضاريس: قد لا يؤيه لهذا العامل أحياناً عند دراسة عمليات التجوية، لكنه فى الواقع مهم، وفى بعض الحالات يكون ذا تأثير فعال. ذلك أن تجديد كشف الصخر

وتعريفه، أساسى لمواصله واستمرار فعل التجوية الميكانيكية. ومن ثم فإن المناطق ذات التضاريس المرتفعة والمنحدرات الشديدة، والتي تعاون وتناسب عمليات النقل كالإنزلاقات الأرضية، وزحف التربة، وإنسياب التربة، تبقى مكشوفة السطح عارية الصخر، معرضة لفعل التجوية الميكانيكية سواء كانت بوسيلة التجمد والانصهار، أو التمدد والانكماش بسبب التفاوت الحرارى (تجوية الإشعاع الشمسى). وفى مثل هذه المناطق الشديدة الانحدار العارية الصخور، يضعف فعل التجوية الكيميائية، لأن المياه تنصرف بسرعة عبر المنحدر.

وفى المناطق التى تتميز بتضاريس هينة، توجد فى العادة طبقة من التربة أو غطاء سميك من المواد المجواه. وهذه أو تلك تحمى الصخر الذى ترتكز عليه من عملية التجوية الميكانيكية، لكنها حينما تنتشعب بالمياه تثير نشاط التجوية الكيميائية. وتبعاً لهذا وذاك فإن دورة التعرية تتميز بتغير تدريجى من تجوية ميكانيكية سائدة إلى تجوية كيميائية شائعة. ويعتبر هذا التفسير ضمن تفسيرات نشوء قشور صلبة جداً ناشئة، أصلاً عن التجوية الكيميائية تعرف باسم Duricrusts تتواجد فوق سطوح البيديمنتات Pediments فى أمريكا الجنوبية وأفريقيا وأستراليا.

ففى المناخات الحارة الفصلية الجفاف، تخرج المحاليل الملحية إلى السطح خلال مسام الصخور عن طريق الخاصية الشعرية، وتتبخر المياه وتبقى الأملاح مترسبة فى هيئة عقد صغيرة أسفل سطح الأرض مباشرة. وبهذه الطريقة تتكون تربة اللاتيرايت، التى هى أقرب إلى صخر حديدى متصلب يعرف أيضاً باسم Ferricrete وتنمو ويزداد السمك حتى لقد يصل إلى بضعة أمتار تحت السطح. وتحوى أعداد لا حصر لها من عقد الليمونايت (أوكسيد حديد مائى) الصغيرة وهناك ارسابات ذات نشأة مماثلة، يرتبط وجودها عادة بالأسطح المنخفضة، تسمى سيلكريت Silcrete وفيها تكون المادة اللاصقة سيليك، وكالكريت Calcrete وهى القشور المتصلبة المتلاحمة بمادة الكالسيوم.

(م) الزمن: من البديهى أنه كلما طال زمن تعرض الصخر للتجوية. كلما اشدت عمقها، وزاد تأثير الصخر بها. ومع هذا فمن الممكن أن يكون هناك حد لفعل التجوية ما لم يكتسح نتاجها من فوق الصخر باستمرار. ومن الجيومورفولوجيين من يعتقد أن التربة أو نتاج التجوية يحمى الصخر الذى يرتكز عليه من فعل التجوية. وإذا صح هذا بالنسبة للتجوية الميكانيكية، فإنه لا يصح تماماً بالنسبة للتجوية الكيميائية. فالتجوية الكيميائية تستطيع النفاذ إلى الصخور والتأثير فيها قبل أن تنكشف للجو، أى أثناء وجودها مدفونة أسفل الحطام الصخرى. وكثيراً ما يحدث أن تصبح التربة المسامية نفسها بمثابة إسفنجة مشبعة بالأحماض العضوية التى تؤثر فى الصخور أسفلها فتجويها.

آثار التجوية في تشكيل سطح الأرض

- ١- تعتبر التجوية بمثابة عملية مساعدة لعوامل التعرية المتحركة فهي تفكك الصخور وتفتتها، ومن ثم تجهزها للنقل بواسطة الرياح أو الماء الجارى أو الجليد المتحرك، فتسهم بذلك في تآكل الصخور، وتخفيض سطح الأرض.
- ٢- تساهم التجوية بطريق غير مباشر في تشكيل منحدرات الأودية النهرية. فالنهر الذى ينحت واديه خلال صخور صلبة، وحده وبدون معاونة فعالة من التجوية، يظهر حينئذ في شكل خانق عميق شديد انحدار الجوانب. أما حيث يشتد فعل التجوية، فتفكك صخور منحدرات جوانب الأودية، ومن ثم تجهزها لتقوم عمليات تشكيل المنحدرات كالزحف والغسل، فإن أودية الأنهار تبدو حينئذ مفتوحة ذات منحدرات هينة، فالتجوية إذن تقوم بالإعداد لعمليات تطور الأودية النهرية فهي تؤدى دوراً أولياً ضرورياً في تطور البيئة الطبيعية.
- ٣- ولا يقتصر هذا الدور المهم الذى تقوم به التجوية على المناطق التى تشيع فيها التعرية النهرية، بل تتعداها إلى المناطق التى تتأثر بفعل الجليد. فرغم أن جليد الأنهار الجليدية قادر وحده على نحت الصخور، فإن فعل الصقيع مهم في تفتيت الصخور التى لا يغطيها الجليد.
- ٤- وفى مناطق هوامش الجليد، وفى المناطق التى يشيع فيها النقل بواسطة الرياح، تقوم التجوية بنفس الدور المهم، بتفكيك الصخور، وتجهيز المواد المناسبة لعوامل النقل.
- ٥- وفى الجهات الساحلية نجد أن أمواج البحر تستطيع مهاجمة الصخر الصلب دون معاونة التجوية، لكنها بالطبع تكون أكثر فاعلية وتأثيراً حينما تعاون التجوية فى إضعاف الصخور.
- ٦- تساهم عملية الإذابة (الكربنة) فى تشكيل سطح المناطق التى تتركب من صخور جيرية ودولوميتية، إذ تحدث فيه فجوات وحفر خاصة. كما تعمل على تخفيض منسوبه، فمثل تلك المناطق التى تقع بالأقاليم الرطبة تتميز بأنها أقل ارتفاعاً من الجهات المجاورة التى تتألف من صخور مقاومة لعملية الإذابة.
- ٧- تنشأ التجوية تلالاً مخروطية ومروحية الشكل عند حضيض المرتفعات.
- ٨- تعمل على تكوين التربة. وهى الغطاء السطحي المكون من المفتتات الصخرية الدقيقة.

عمليات تحريك المواد على المنحدرات

يتعرض تحرك الفتات الصخري على المنحدرات لعمليات عظيمة التنوع، بعضها يتم ببطء شديد ولكن بصفة مستمرة، بينما يتسبب البعض الآخر في تحركات فجائية لحطام صخري كبير الحجم، تعقبها فترات هدوء طويلة. وقد لا تكون العمليات البطيئة الحديثة هي المسؤولة الأولى عن تشكيل المنحدرات، ولكنها التحركات العظيمة المتقطعة للمواد الصخرية ويبدو أن فعل مثل هذه العمليات كان أبعد أثراً أثناء عصر البلايوسين، خاصة في القارات الشمالية، أما في العصر الجيولوجي الحديث فإن تأثيرها قد أصبح محدوداً.

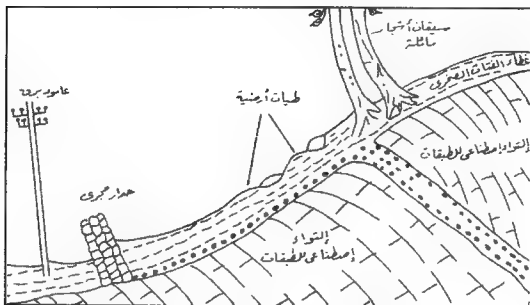
وقد أمكن التعرف، من خلال دراسة عمليات تحريك المواد الصخرية، على سلسلة متتابعة الحلقات، تبدأ بالمجرى المائي، الذي فيه تكون السيادة للمياه على الفتات الصخري، ثم إلى عملية غسل المنحدر، فالتدفق الشريطي، والتدفق الطيني، ومنه إلى التدفق الأرضي، فالانهيار الصخري، ثم أخيراً إلى الانزلاق الأرضي الذي فيه تكون الغلبة للمواد الصخرية على المياه. ويقابل الزيادة المضطربة في كميات الفتات الصخري بالنسبة للمياه خلال السلسلة، زيادة مضطربة في مقدار الزاوية اللازمة لقيام عمليات التحريك بعملها. وهناك اختلاف واضح بين انهيار الحطام الصخري والانزلاق الأرضي من جهة، وبين جميع أشكال تحريك المواد من جهة أخرى. ويتضح هذا الاختلاف في طبيعة التحريك، فكل أشكال تحريك المواد الصخرية التي تشارك فيها المياه تتعرض للتدفق، أما الأنماط الأجف فتعاني الانزلاق أو التزحلق. والفرق بين التدفق والانزلاق يتمثل في أن التدفق تصاحبه سرعة تحريك كبيرة عند سطح كتلة المواد المتحركة، وتتناقص السرعة حتى تصل إلى الصفر عند قاعها، بينما تصاحب الانزلاق سرعة تحريك متعادلة تصيب كل أجزاء كتلة المواد من أعلاها إلى أسفلها. أو قد يحدث أحياناً أن تزداد السرعة ازدياداً طفيفاً صوب القاع.

هذا ويمكن تقسيم تحركات المواد إلى نمطين رئيسيين: تدفق، وانزلاق. وفي التدفق نميز بين السريع منه والبطيء.

تحريك المواد بالتدفق البطيء:

لعل زحف التربة Soil Creep هو أكثر أنماط تحريك المواد بالتدفق البطيء شيوعاً وانتشاراً، وفيه يحدث تحريك بطيء للحطام الصخري ومواد التربة على جوانب المنحدرات بتأثير الجاذبية الأرضية، ويحدث زحف التربة في المناطق المعتدلة والحارة على السواء. ويمكن التعرف عليه بظواهر متنوعة نذكر منها: ميل قوائم الأسوار وأعمدة البرق والهاتف وجذوع الأشجار نحو حضيض المنحدر، وانتفاخ سطح المنحدر نتيجة

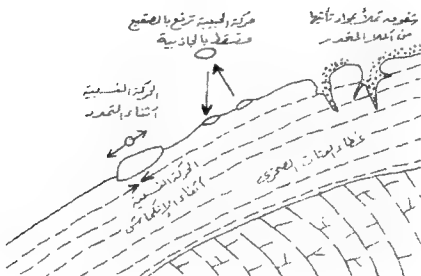
لتراكم الفتات الصخرى أمام الجدران تجاه قمة المنحدر، وانطواء الأرض الخضراء أسفل الجلاميد الزاحف، ووجود صفوف من الحصى في التربة السفلى يمكن اقتفاء أثرها إلى مصدرها عند مظهر الطبقة في مكان بعيد صوب القمة، وظاهرة الانثناء الاصطناعي تجاه أسفل المنحدر لأعلى الطبقات المائلة (شكل ٧) .



شكل (٧) أنماط من الشواهد التي تشير إلى زحف التربة

وقد أمكن التعرف على عدد من العمليات التي يستطيع كل منها أن ينشئ تحركاً طفيفاً جداً، لكنها حين تجتمع وتتضافر في تأثيرها تصبح قادرة على إحداث زحف التربة. فمياه المطر تحرك الحبيبات الصغيرة، وهي بإزاحتها للمواد الدقيقة نحو أسفل المنحدر، تمهد الطريق لتحرك الحصى والأحجار. وحينما تنمو بلورات الثلج أسفل حبيبات التربة، فإنها تولد حركة رفع صقيعي تدفع بالحبيبات إلى أعلى مسافة تصل إلى نحو ١٠ سم، في اتجاه عمودي على المنحدر، وتعود الحبيبات إلى السقوط في اتجاه عمودي أيضاً بتأثير قوى الجاذبية (شكل ٨). ولانصهار بلورات الثلج، إذا حدث الانصهار فجأة، تأثير مهم، إذ يتسبب في سقوط الحبيبات وانقلابها أو تدحرجها لمسافة قصيرة نحو أسفل المنحدر. وتتمدد الأحجار بالحرارة فوق المنحدر نحو حضيضه بدرجة أكبر منها تجاه قمته، وذلك بسبب تأثير قوة الجاذبية التي تعاون التمدد تجاه الحضيض، ويكون الانكماش أثناء التبريد في الجانب المواجه لقمة المنحدر أكبر منه في الجانب المظاهر له، نظراً لأن الجاذبية الأرضية تعاون الانكماش في الجانب الأول. وتصبح محصلة التمدد والانكماش بمثابة حركة بطيئة للأحجار نحو أسفل المنحدر.

وتمتلئ الشروخ التي تنشأ نتيجة لتجفيف التربة، كما تملئ الحفر التي تنبشها الحيوانات أو تتخلف عن جذور النباتات بمواد صخرية تأتيها من الجانب المواجه لأعلى المنحدر، وهذا من شأنه أن يساعد في تحريك التربة وزحفها البطيء. ومن بين القوى الأخرى التي تسهم في زحف التربة، تمايل الأشجار، ووطء الحيوانات، وعمليات الحرث في اتجاه الانحدار.



شكل (٨) بعض العمليات المسببة لزحف التربة

وهناك أنماط أخرى لتحرك المواد بالتدفق البطيء كزحف المواد إلى أسفل المنحدر لتكوين المخروط الرسوبي Talus Creep، وزحف الصخر Rock Creep، وزحف الصخر الجليدي Rock Glacier Creep، والانسياب الأرضي Solifluxion وتتميز الأنماط الثلاثة الأولى بتحريك جاف لحطام صخري خشن، يتم تحت ظروف متباينة نوعاً ما. ففي النمط الأول تتحرك المواد نحو حضيض المرتفع لكي تنشأ مخروط التيلاس أو الاسكري Scree، ويتكون الحطام الصخري الجليدي الزاحف من تدفقات من الجلاميد المختلط بقدر صغير من الفتات الصخري الدقيق الحبيبات وكمية صغيرة من حطام الجليد. ويتم زحف الصخر، وهو حركة للكتل الصخرية، نتيجة لزحف التربة من جهة، وللانزلاق من جهة أخرى. أما الانسياب الأرضي فهو تدفق بطيء نسبياً للتربة وما تحويه من جلاميد، حدث ويحدث تحت تأثير ظروف مناخية قطبية، وفوق منحدرات ذات درجات انحدار هينة تتراوح بين ٢ - ٣ درجة. وهناك ظروف مواتية

لإحداث الانسياب الأرضي أهمها: عدم وجود غطاء نباتي، ووجود تربة سفلى دائمة التجمد، وانصهار الجليد الذي تعمل مياهه على «تشحيم» كتلة المواد المتحركة. ولقد كانت للإنسياب الأرضي أهمية خاصة في مناطق هوامش الجليد أثناء عصر البلايوسين. وتضاءلت هذه الأهمية في ظروف المناخ الحالي الذي يسود الأجزاء المعمورة.

تحرك المواد بالتدفق السريع:

تعتمد حركات التدفق السريع إلى حد كبير على تشحيم محكم بالمياه للمواد المتحركة. والتدفق الأرضي Earth Flow، والتدفق الطيني Mud Flow، تعبيران يستخدمان للتعبير عن نمطين رئيسيين من أنماط التدفق السريع. ويرتبط بكلا النمطين تدفق المواد الرطبة، ولكن التدفقات الطينية عادة تحدث فوق منحدرات أشد، وتكون موادها أكثر احتواء للماء، كما أنها أكثر سرعة من التدفقات الأرضية. وللتدفقات الأرضية أهمية خاصة في المصاطب النهرية التي تكتنف أودية بعض الأنهار، كالتي تحاذي وادي نهر السنت لورنس وروافده. فقد تتشبع بالمياه طبقة صصلالية تقع أسفل رمل المصبوبة، فتندفق كتلة مواد الطبقتين إلى مجرى النهر. وإذا حدث وكان الانحدار شديداً، فمن الممكن أن تصاحب هذا النمط من تحرك المواد درجة متزايدة من الانزلاق.

وتعتبر التدفقات الطينية من خصائص السفوح الأشد انحداراً، التي فوقها تسقط الأمطار الغزيرة، فتسبب تحركاً لطبقة سميكة من المواد المتحللة في منطقة تخلو من غطاء نباتي كثيف. ومثالها التدفق الطيني المعروف بتدفق سلنجوليون Slumgullion الذي حدث في مرتفعات سان جوان في ولاية كاليفورنيا. وقد سبق التدفق تساقط صخور بركانية متجوية ومشبعة بالمياه، تلاها تدفق الطين الذي تحرك نزلاً لمسافة عشرة كيلو مترات من ارتفاع ٨٠٠ م على سفح درجة انحداره خمس درجات.

وهناك نمط ثالث يعرف بانهيار الفتات الصخري Debris avalanche وهو أكثر شيوعاً في المناطق الرطبة مع وجود غطاء نباتي كثيف، ويحدث فوق المنحدرات الشديدة ويتضمن الانهيار تدفقاً وانزلاقاً في نفس الوقت. ومن ثم يصبح تحرك المواد وقد دخل في مجال ما يسمى بالانزلاق الأرضي Landslide.

هذا وتتبع الإشارة إلى أن المقصود من مثل هذا التصنيف، كغيره من تصنيفات الظواهر الطبيعية. مجرد التمييز للتبسيط وتسهيل الدراسة، فالعمليات متداخلة، ولا يوجد حد واضح بين مختلف أنماط التدفق، كما لا يوجد فاصل حاد بين التدفق والانزلاق.

تحرك المواد بالانزلاق:

تتناول عملية الانزلاق المواد الصخرية الجافة على وجه الخصوص، وتحدث عادة بسرعة، ويدخل ضمنها تساقط وانزلاق الصخر والدبش، ولكن أكثر التحركات وضوحاً وأهمية من هذا النوع هي الانزلاقات الأرضية Land Slides. ولما كانت سرعة التحرك لا تتناقص تجاه أسفل المنحدر، فإنه لا بد من وجود سطح على امتداده يحدث الانزلاق، ممثلاً لطبقة صخرية محكمة التشحيم.

الفصل الثالث

الأنهار

وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الأنهار وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الماء الجارى بما يقوم به من نحت ونقل وارساب هو أهم عوامل التعرية جميعاً وأبعدها أثراً فى تشكيل سطح الأرض. ولا يقتصر أثر الأنهار على المناطق الدائمة أو الفصلية التساقط، بل يمتدّها إلى الأقاليم الصحراوية التي قد تسقط عليها أمطار فجائية بين حين وآخر، فتنشئ سيولاً جارفة تحفر لنفسها أودية لا تختلف كثيراً فى مظهرها عن أودية الأنهار الدائمة الجريان. وفضلاً عن ذلك فإن بعض الأنهار تستطيع اختراق الصحارى نابعة من مناطق قصبية ومنها نهر السند ونهر النيل. وفى المناطق الباردة تتحول بعض الأنهار الجليدية إلى أنهار تجرى فيها مياه الجليد الذائب.

مصادر مياه الأنهار

مياه الأمطار هى المصدر الرئيسى لكل المياه التى تجرى جرياناً سطحياً فوق الأرض. وحين تسقط الأمطار يتبخر بعضها، ويتسرب جزء آخر فى مسام الصخور، وخلال الفواصل والشقوق والفوالق الصخرية، أو يخترن فى البحيرات والمستنقعات والغطاءات والأودية الجليدية، بينما ينحدر الباقي مكوناً للمجارى المائية.

وتدر مياه الأمطار إلى الأنهار من:

- ١- التدفق السطحي عقب سقوط الأمطار مباشرة.
- ٢- المياه الجوفية المخترنة فى مسام الصخور، وهى تتسرب إلى الأنهار تسرباً جانبياً فتعوض ما تفقده المجارى المائية من المياه نتيجة للتبخر، مثال ذلك ما يرد إلى نهر النيل فى فترة التحاريق من طبقة المياه الأرضية فى الصحراوين الشرقية والغربية.
- ٣- المياه الذائبة من الجليد، كنهر الرون الذى ينبع من ثلجة الرون، والمنطلقة من البحيرات كنهر النيل من البحيرات الاستوائية، والمنبتقة من العيون والينابيع كنهر التيمز بانجلترا، وأنهار لبنان ومنها النهر الكبير الجنوبي الذى ينبع من عين داود، ونهر قديشة (أبو على) الذى ينبع من نبع مغارة قديشة ونهر الكلب الذى يصدر من نبع مغارة جعيتا.

نشأة الأنهار وأطوارها

حينما تسقط الأمطار أو تذوب الثلوج فى جهة من الجهات المرتفعة، فإن مياهها تنحدر مكونة لمسيلات غير محدودة الجوانب، ويتفق اتجاهها مع الانحدار العام لسطح المنطقة، ولا تلبث هذه المسيلات أن تتجمع فى مجارى مائية محدودة الجوانب صغيرة الحجم، ثم تتلاقى هذه المجارى الصغيرة مكونة مجارى أخرى أكبر فأكبر، حتى تنشأ

فى النهاىة مجارى رئيسىة تحمل المىاه وتلقى بها فى بحر كنهر النيل ونهر الراىن، أو فى محىط مثل نهر الكونغو ونهر السنت لورنس، أو فى بحىرة أو بحر داخلى كنهر الفولجا (فى بحر قزوىن) ونهر أمودارى وسردارىا (فى بحر آرال) أو فى مستنقع مالح كنهر تارىم (فى بحىرة لوب نور) ونهر هامبولت فى ولاىة نىفاذا الذى يتلاشى فى منخفض مالح عظمى.

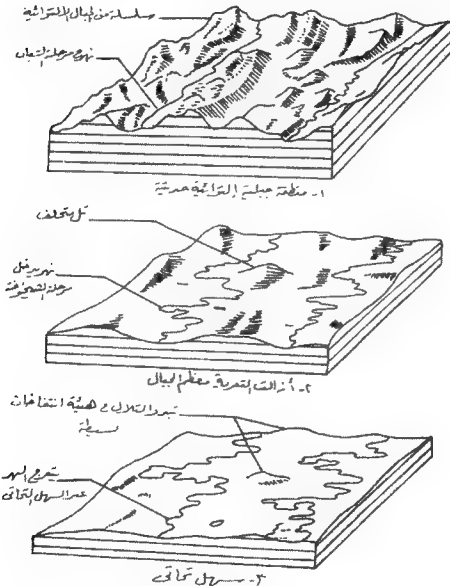
وىلتقى بالنهر أثناء جربانه من منبعه إلى مصبه عدد من الأنهار تدعى بالروافد. وىنشأ بذلك نظام نهرى ىشغل مساحة تجمىع للمىاه تسمى حوضاً، وىحىط بالحوض تقسىم مىاه رؤىسى يفصل بىنه وىبن حوض نهر آخر، وأحىاناً تتوزع المىاه من منطقة تقسىم مىاه واحدة على عدة أنهار تجرى فى اتجاهات متباینة، وتنصرف إلى بحار قصىة عن بعضها. ففى قسم من الألب السوىسرىة حول سان جوتارد ىقع مركز التصرف النهرى لقسم عظمى من القارة الأورىبىة. ومنه ىنبع نهر الراىن ورافده الآرى والرؤىس Ruess (ىنتهى الراىن إلى بحر الشمال) ونهر الرون (وىصب فى البحر المتوسط) ونهر تسىنو Ticino رافد البو Po (وىصب فى البحر الأدرىاتى).

وحىنما تجرى المىاه فى النهر فإنها تؤدى وظائفها الثلاث: النحت والنقل والارساب. وهى بقیامها بوظائفها تعدل وتشكل من معالم أحواضها. فهى تمزق سطح الأرض، وتنحت الأودىة وتخلع علیها ظاهرات معىزة. وتترك نللاً وحافات متخلفة فىما بىنها. وبالتدرىج ىتحطم المظهر الطبىعى الأصلى، وىتم اكتساح المواد نهائىاً، وتتحول أرض الحوض المضرسة بمرور الزمن إلى سهل ندعوه بالسهل التحاتى Penepplain. وقد قدر علماء أمرىكا أن حوض نهر المسىسىبى ىتآكل وىنخفض بالتعرىة بمعدل ىصل إلى حوالى ۳ سم كل ۴۰۰ سنة، وأن معدل الانخفاض بالنسبة للسطح العام للولايات المتحدة ىبلغ ۳ سم كل ۹۰۰ سنة، هذا على اعتبارة أنه لا ىتأثر بعملىات رفع توازنىة.

ویدأب النهر فى عمله تدرىجىاً، وتظهر فى حوضه تغىرات متجانسة، وهو ىنتقل من مرحلة إلى أخرى من مراحل تطوره، حتى تكتمل دورة التعرىة، ولكل من مرحلة الشباب والنضج والشفوخة معىزاتها وظاهراتها المثالبىة التى تتضح من دراسة مدى انحدار مجراه، وشكل قاعه ووادیه، والتوازن بىن عملىتى النحت والارساب ومن الممكن أن تتمثل فى أى نهر جمىع المراحل الثلاث: فنصادف مرحلة الشباب فى مجراه الأعلى فى الجبال، ومرحلة النضج فى مجراه الأوسط، ومرحلة الشفوخة حىث ىجرى بطىلاً مترنحاً عبر سهل منبسط صوب البحر.

نظم جريان الأنهار

يقصد بنظام جريان النهر التفاوت الفصلي في مقدار ما يجري به من مياه، ومرد ذلك إلى التباين في كمية ما يسقط من المطر في مختلف جهات العالم، وإلى اختلاف مواسم سقوطه. ولهذا أو ذلك أثره المباشر في مائية النهر، وفيما يؤديه من أعمال النحت والنقل والارساب وتنتج العناية إلى دراسة نظم جريان الأنهار لما لها من ارتباط وثيق بالمشروعات الخاصة بالتحكم في الفيضان وتوليد القوى الكهربائية.



شكل (٦) دورة التعرية النهرية

العوامل المؤثرة في نظم الجريان:

ويتوقف نظام جريان المياه في أى نهر على عدة عوامل هي:

١- درجة الانحدار؛ فكلما اشتد انحدار الأرض كلما زاد انصراف المياه في النهر وعلا مستواها وعظم خطرها. مثال ذلك نهر دجلة الذى ينبع من أرمينيا ثم يجرى بالقرب من جبال زاغروس، ويتلقى مياه عديد من الروافد التى تنبع منها، والتى تتميز بانحدارات شديدة جداً، ومن ثم يتميز بفيضانات فجائية مخربة. وبسبب سرعة تدفق المياه إليه يأتى فيضانه فى شهر أبريل مبكراً عن فيضان نهر الفرات فى مايو شهراً كاملاً.

٢- نظام التساقط وكميته في مختلف فصول السنة؛ سواء كان التساقط على هيئة مطر أو ثلج. فالأنهار التى تنبع وتجرى فى أقاليم مطرها منتظم الكمية والتوزيع طول العام، تحافظ على مستوى المياه فيها إلى حد كبير. ومنها الأنهار التى تجرى فى الجهات الاستوائية كنهر الأمازون والكنغو، وفى مثلها يعلو مستوى المياه بعض الشيء فى الإعتدالين. أما الأنهار التى تستقى مياهها من أمطار تتساقط فى فصل واحد من السنة، فإننا نجدها تمتلئ وتفيض بالمياه فى فصل المطر وينخفض مستواها فى موسم الجفاف، ومنها أنهار إقليم البحر المتوسط التى تفيض شتاءً، وأنهار الإقليم المسمى التى تفيض صيفاً كنهر إيراوادي وميكونج ويانجتسى. وفيض النيل صيفاً نتيجة لسقوط الأمطار فوق هضبة الحبشة حيث تنبع روافده السوبات والنيل الأزرق والطبرة. وفى العروض المعتدلة تستقى الأنهار مياهها كلية من الأمطار ومثلها نهر السين والساوون. وهذه تصل إلى أدنى منسوب لمياهها فى فصل الصيف حين يشد التبخر وتزداد حاجة النباتات إلى الماء.

وإذا كان النهر يستمد مياهه من ذوبان الثلوج المتراكمة فوق المرتفعات عند منابعه، فإن موسم فيضانه يتفق مع الربيع وبداية الصيف، ومثال ذلك نهر دجلة ونهر الفرات اللذان يفيضان فى أوائل الصيف، ويهبط منسوب المياه فيهما إلى أدنى حد فى الخريف عقب الصيف الطويل الحار الجاف. وتبلغ المياه أقصاها فى الأنهار الألبية فى شهرى يونيو ويوليو حيث يجتمع ذوبان الثلوج مع تساقط المطر، وتهبط إلى أدناها فى أواخر الخريف.

هذا ويساعد الأنهار على الاحتفاظ بمستوي مياه مناسب في مجاريها عدة

عوامل نجملها فيما يلي:

١ - وجود صخور مسامية فى النطاق الذى يجرى به النهر: فهى تعمل على امتصاص

المياه أثناء ارتفاع منسوب النهر، وتعيدها إليه وقت التحريق، وقد سبق أن ضرينا لذلك مثلاً بنهر النيل.

٢- كثافة الغطاء النباتي الذي يكسو حوض النهر: فهي تعوق سير المياه ومن ثم يقل تدفقها نوعاً وقت الفيضان، فتتصرف في المجرى بالتدرج، مثال ذلك نهر الأمزون الذي يجري خلال إقليم من الغابات الاستوائية الكثيفة.

٣- مرور النهر في مناطق حوضية أو بحيرات تعمل على تنظيم تدفق المياه فيه حين يخرج منها. فهي بمثابة خزانات طبيعية تحتجز فيها المياه الزائدة، وتغذي بها وقت انخفاض مستوى مياهه، مثال ذلك نهر الرون الذي يمر ببحيرة جنيف، والراين ببحيرة كونستانس، والنيل بالبحيرات الاستوائية وبحيرة نو.

٤- تعدد المصادر التي تغذي النهر بالمياه، كأن يتلقى النهر مياه من ذوبان الثلوج في الربيع والصيف ومياه من أمطار الخريف والشتاء كنهر الجارون بفرنسا، أو أن يجري النهر في أقاليم مناخية متباينة، تسقط فيها الأمطار وتذوب الثلوج في مواسم مختلفة، كنهر الراين والدانوب في أوروبا، ونهر المسيسيبي في أمريكا الشمالية.

وفي ضوء هذا العرض العام لنظم جريان الأنهار والعوامل التي تؤثر فيها يمكننا تقسيمها إلى ثلاثة أقسام:

١- النظام البسيط، ويتضمن كل سنة فترتين: إحداهما للفيضان والأخرى للتحريق. ويتمثل في عدة أنهار منها اليانجتسى والفولجا والنيل.

٢- النظام المزدوج، وتتميز أنهاره بارتفاع منسوب المياه فيها في فترتين واضحتين. وذلك بسبب ذوبان الثلوج في أوائل الصيف، وسقوط الأمطار في الخريف والشتاء، ومثالها نهر الجارون. أو عن طريق حدوث قمتي مطر كل عام في الأنهار الإستوائية كنهر الأمزون وزائير (الكنغو).

٣- النظام المركب، وهو نظام تتميز به كثير من أنهار العالم الكبيرة التي تختص بأحواض فسيحة تغطي أقاليم مناخية متباينة، وتتلقى روافد عديدة، كل منها يختلف عن الآخر في نظام جريان المياه فيه. ومن ثم فإن نظام جريانه يصبح خليطاً أو مركباً من عدة نظم. ويمثل هذا النظام المركب أنهار الراين والدانوب والمسيبي.

الجريان السطحي القشائي

يستخدم تعبير الجريان السطحي Overland Flow للدلالة على تحركات المياه وما يتصل بها من قوة قادرة على النحت والنقل فوق سطح الأرض، حين لا تجري محصورة في قنوات أو مجارى محددة واضحة. إذ حين تجري المياه في قنوات أو

مجارى واضحة المعالم يسمى الجريان حينئذ بجريان القناة Channel Flow وهو مرادف للجريان النهري. ويكون الجريان السطحي الغطائي أكثر تأثيراً فوق المنحدرات العليا العريضة، وهنا يصبح لازماً لتحركات المواد Mass Movement ويكون الجريان السطحي الغطائي مسئولاً عن قدر كبير من التعرية، قبل أن تنشأ المجارى المائية فى اتجاه أسافل المنحدرات، وتصل إلى تحقيق شكلها وخصائصها.

تعرية الرش:

والمرحلة الأولى للتعرية المائية تبدأ بالفعل الميكانيكى لقطرات ماء المطر - Rain drops حين تصطدم بسطح الأرض، وهو ما يسميه الجيومورفولوجيون الأمريكيان **تعرية الرش** Splash Erosion وتستطيع أمطار السيول التى تتميز بقطرات كبيرة الحجم أن تحرك حبيبات التربة من جهة، كما تعمل مياهها على دمج السطح، ومن ثم إنقاص مقدرة التربة على تسريب المياه وإنفاذها، فتعجل من انصراف المياه. وتكون تعرية الرش أكثر ما تكون فاعلية وتأثيراً فى الأقاليم شبه الجافة، حيث التساقط نادر لكنه غزير وكثيف حين يسقط، وحيث يكون سطح الأرض مفككاً هشاً وعارياً من أية حماية، فلا توجد أشجار تكسر حدة السقوط المباشر لقطرات المطر، ولا غطاء نباتى أو عشبي يمتص قوة اصطدامها بالأرض.

التعرية الغطائية:

وتمثل المرحلة الثانية للتعرية المائية، وتبدأ حينما تتسع التأثيرات المنفردة لتعرية الرش وتتحد لتغطى مساحة كبيرة، ومن ثم تتحول إلى ما يسمى التعرية الغطائية أو الشريطية Sheet Erosion أو الغسل الغطائي Sheet Wash.

تعرية الجداول:

وفى هذه المرحلة تبدأ المياه فى التركيز فى عدد من الجداول الصغيرة الدقيقة السطحية، ويساعد على ذلك وعورة السطح وعدم انتظامه وتناسقه. وتتشعب تلك الجداول وتلتقى مكونة لشكل توزيع شبكى. ورغم ذلك فما تزال تلك الجداول الدقيقة غير كافية لتكوين قنوات محدودة المعالم. وتسمى التعرية بشكلها هذا تعرية الجداول Rill Erosion.

تعرية المسيلات الجبلية:

تزداد كمية المياه السطحية الجارية بالاتجاه نحو حضيض المنحدر وتلتقى الجداول مكونة لخنادق وأخاديد ضيقة وعميقة، وتلك مرحلة تكوين ما يعرف باسم المسيلات

الجبيلة التى تمارس نمطاً من التعرية المائية المؤثرة يعرف باسمها وهو تعرية المسيلات الجبيلة Gully Erosion والجريان المائى فى المسيلات الجبيلة يدخل ضمن الجريان المائى فى قنوات، وهو المرادف للجريان المائى النهري.

هذا وتتوقف عمليات التعرية بالجريان السطحى بأنواعه المختلفة السالفة الذكر على عدد من العوامل نجملها فيما يلى:

١- كمية الأمطار الساقطة ونظامها وكثافتها. فكلما كثرت وتواصلت تأكدت عمليات التعرية بالجريان السطحى بأنواعها المختلفة.

٢- درجة انحدار المنحدر، فالجريان السطحى يكون عظيماً فوق المنحدرات الشديدة الانحدار، لأن السرعة المتزايدة لجريان المياه تقلل الزمن المتاح لفقدان المياه بالتسرب.

٣- قابلية التسريب Infiltration Capacity فالترربة الطينية التى تتميز بقلة النفاذية، لا تسمح للمياه بالتسرب خلالها فتعظم كمية المياه الجارية فوق سطحها، على عكس الأراضي الرملية والحصى التى تتخللها المياه وتنفذ فيها فلا يتبقى منها للجريان السطحى سوى القليل.

٤- طبيعة الغطاء النباتى، فالحشائش تضعف تأثير قطرات المطر، وتعرق الجريان السطحى، وتساعد التسرب عن طريق الممرات الجذرية.

ويعتقد أن نقل مواد التجوية الدقيقة الحبيبات بواسطة تعرية الجريان السطحى الغطائى يكون ضئيلاً للغاية أو معدوماً فوق قمة المنحدر، ويتضح النقل ويزداد كثيراً فوق المنحدر بالابتعاد عن القمة. ويرجع هورتون Horton (١٩٤٥) عدم فاعلية التعرية فى نطاق معلوم على خطوط تقسيم المياه التى تمثل محور قمة المنحدر، ويتباين عرض هذا النطاق تبعاً لقابلية التسرب لغطاء مواد التجوية على المنحدر، ولكثافة سقوط المطر، ودرجة انحدار السطح بالابتعاد عن قمته.

ولدرجة انحدار المنحدر أهمية خاصة، ذلك أن المشاهدات تشير إلى أن النقل بواسطة التعرية الغطائية يزداد باستمرار حيثما ازدادت درجة الانحدار حتى تصل إلى ٤٠ درجة، بعدها يتناقص النقل حتى تنعدم التعرية تماماً عند الوصول إلى المنحدر القائم (٩٠ درجة)، وكثيراً ما نشاهد فى الأراضي المضرسة الممزقة مناطق قمم المنحدرات مستديرة لا تتأثر بالتعرية المائية إلا قليلاً، بينما تبدو أسطح المنحدرات بالابتعاد عن تلك القمم، وقد تحددت بالجدول المائية، وغدت خشنة وعرة. ومع هذا فإن بعضاً من الجيومورفولوجيين لا يوافقون على هذا الرأى القائل بازدياد قدرة التعرية

بالاتجاه نحو أسفل المنحدر، ويرون أن تعرية قمم المنحدرات وتخفيض أسطحها بفعل مختلف أنواع تعرية الجريان السطحي الغطائي مهم للغاية.

الجريان النهري

المجرى

ينحصر النهر في مجرى Channel محدد، حفرته المياه في سطح الأرض بنمط واضح، وقطاع عرضي يتباين في شكله وخصائصه ابتداء من المنبع حتى المصب، كما تتغير هيئته ومميزاته كلما تطور ونما نظام التصريف النهري. وهناك عدد من المصطلحات والتعريفات القياسية تخص هندسة الأنهار يهمنا منها ما يرتبط بالتعرية النهرية. فعمق المياه وعرضها في النهر يقاسان من الضفة إلى الضفة، ويقصد بالضفة Bank حافة المجرى. وليس من السهل في كل الأحوال تعيين كل منهما، ما لم يتم تهذيب المجرى وتنظيمه للتحكم في الفيضان وتحسين ظروف الملاحة وتوليد القوى الكهرومائية، وعادة ما يؤخذ متوسط قراءة الأعماق.

والصلة بين العمق والعرض يعبر عنها بنسبة الشكل Form Ratio وهو تعبير مشتق من نسبة العمق إلى العرض. فحين نقول أن نسبة الشكل ١ - ٥٠ يكون العمق ٣ متر والعرض ١٥٠ متراً. وتتضح معالم الضفاف أحياناً، وتحدد تحديداً حسناً، وفي أماكن أخرى نجد طبقات مخرسة من الرمال والحصى تنحدر تدريجياً من حافة المياه التي تتذبذب هي الأخرى.

ويستخدم تعبير المحيط المبلل Wetted Perimeter للدلالة على القطاع الذي يمثل قوساً يصل نقطة تلامس الماء بإحدى الضفتين ماراً بالقاع إلى نقطة تلامس الماء بالضفة الأخرى.

أما مساحة القطاع العرضي لمياه النهر عند نقطة معينة فيعبر عنها باسم مساحة القطاع العرضي Cross - Sectional Area.

وهناك صلة أخرى على جانب كبير من الأهمية، لأنها مرشد لمقدار الاحتكاك بين الماء والمجرى، ومن ثم فهي بمثابة دلالة على فقدان الطاقة، تلك الصلة يعبر عنها بنصف القطر المائي Hydraulic Radius وهو يمثل النسبة بين مساحة القطاع العرضي وطول المحيط المبلل. وإذا قيل أن نصف القطر المائي واطئ أو منخفض Low، يكون النهر قليل التأثير محدود الطاقة، لأن المياه الضحلة تشغل حينئذ مجرى عظيم الاتساع.

وقد لا يشغل النهر في زمن التحاريق (أدنى منسوب للمياه) كل المجرى حينئذ يسمى الجريان فيه بالجريان القاعدي Base Flow. ويرتفع منسوب المياه في المجرى

عقب سقوط الأمطار أو انصبهار الثلوج. وحين تشغل المياه كل المجرى بالضبط، يقال أن النهر وصل لمرحلة الإمتلاء حتى الضفاف Bankfull Stage وإذا ما تجاوزت المياه في منسوبها تلك المرحلة، وصل النهر إلى مرحلة الفيضان Flood (or Overbank Stage) فيغمر الضفاف. وتمر فترة من الزمن عقب سقوط الأمطار الغزيرة فوق حوض النهر قبل أن تصل موجة الفيضان إلى النهر الرئيسى. وتطول تلك الفترة أو تقصر تبعاً لطبيعة السطح، والتكوين الصخري، والانحدار العام، وعدد الروافد. ويعرف أعلى منسوب للمياه في النهر بقمة الفيضان Crest.

وفى الأقطار التى تتعرض لأخطار الفيضانات المتكررة كالولايات المتحدة الأمريكية والصين والهند، توجد بها مصالح وإدارات للتنبؤ بالفيضانات والتحذير من أخطارها، كما تذاع أولاً بأول أنباء ارتفاعات مناسيب الأنهار عن طريق محطات الإرسال المحلية.

طاقة النهر

يعتبر الماء الجارى أعظم عامل مؤثر فى تشكيل سطح الأرض، وفى نقل نتاج التجرية من الأراضي المرتفعة إلى الأراضي المنخفضة، ومن اليابس إلى البحر. وتدين معظم الأودية فى نشأتها إلى فعل النحت المائى الرأسى والجانبى، رغم امكانية تعديل أشكالها بواسطة الجليد والعمليات المورفولوجية المناخية فى مناطق هوامش الجليد. ولابد لنا أن نعرض لبعض النواحي الديناميكية الخاصة بطبيعة الجريان المائى النهري، حتى نتمكن من فهم عمليات النحت والنقل المائى المعقدة المركبة.

وتستطيع الأنهار القيام بفعل جيومورفولوجى، لأنها تملك الطاقة لذلك. وتتوقف طاقة النهر River Energy على عدة عوامل نجملها فى النقاط الآتية:

أ) الجاذبية الأرضية:

فهى التى تسبب حركة المياه فى قناة النهر، وأن أى عامل يزيد من فاعلية هذه القوة لاشك يرفع طاقة النهر، مثال ذلك كمية المياه فى المجرى أو كتلتها المتحركة، فإن جملة جذب كتلة مائية كبيرة تكون أعظم من جذب كتلة صغيرة، وتبعاً لذلك فإن النهر حين الفيضان يمتلك طاقة أكبر، بسبب ازدياد حجم المياه، ومن ثم يتميز بقابلية أعظم للنقل والنحت منها أثناء التحاريق (انخفاض منسوب المياه فى الفصل الجاف).

ب) مدى ارتفاع المجرى عن مستوى قاعدة التعرية:

فكلما ازداد الفرق الرأسى بينهما كلما ازدادت طاقة النهر الكامنة Potential

Energy وهى الطاقة المخزونة فى المياه لأنها تشغل، ولو مؤقتاً، موقعاً أعلى من دفع الجاذبية الأرضية.

(ج) درجة انحدار المجرى:

وهى مهمة للغاية لأنها تتحكم فى سرعة Velocity جريان المياه . وكلما ازدادت السرعة، عظمت كمية الطاقة الحركية Free or Kinetic Energy وهى الطاقة التى تستهلك بالفعل فى حركة المياه وحمولتها . وهذا هو السبب فى أن الأنهار التى تجرى فى مناطق جبلية تتميز بانحدارات شديدة، وتتغذى بكميات ضخمة من مياه الأمطار أو مياه انصهار الثلج والجليد، وتتمكن فى بعض الأحيان من نقل كميات هائلة من الجلاميد الصخرية الكبيرة الحجم جداً بسهولة ويسر .

وتتشبت طاقة النهر الكامنة وتتبدد طاقته الحركية بواسطة نمو الاحتكاك الذى يسبب تحولهما إلى طاقة حرارية Heat Energy ذلك الاحتكاك فيما بين المياه المتحركة وقاع النهر، وهذا ما يعرف بالاحتكاك الخارجى External Friction، وفى جسم النهر ذاته، وهو ما يسمى الاحتكاك الداخلى Internal Friction . ولقد تستهلك عملية نحت جوانب وقاع المجرى المائى بواسطة قوة ضغط المياه وما تحمله من رواسب قسماً من الطاقة المفقودة .

العوامل المؤثرة فى استهلاك الطاقة النهرية نتيجة للاحتكاك الخارجى:

وهناك عدة عوامل تؤثر فيما يستهلك من الطاقة نتيجة للاحتكاك الخارجى نجمها فيما يلى:

١- معظم الأنهار تحرك حمولة قاع أو حمولة جر Bed or Traction Load وكلما تضخمت تلك الحمولة وكانت موادها أخشن، كلما ازداد استهلاك الطاقة، لأن حركة المياه وحدها فوق الصخور تولد حرارة أقل من الحرارة الناتجة عن حركة الفتات الصخرى الصلب فوق الصخر .

٢- شكل قناة النهر مهم للغاية؛ لأنه يقرر طول خط التلامس فيما بين الماء الجارى والقاع، وهو ما يسمى المحيط المبلل، Wetted Perimeter الذى يبدو فى هيئة قوس يصل نقطة تلامس الماء بإحدى الضفتين ماراً بالقاع إلى نقطة تلامس الماء بالضفة الأخرى . ذلك أنه بالنسبة لكمية تصريف مائى معلوم، يزداد طول المحيط المبلل كلما كان مجرى النهر ضحلاً وعريضاً، بينما يقل طول المحيط المبلل حينما يكون المجرى عميقاً وضيقاً .

وتحدد فاعلية مجرى النهر هنا بما يسمى نصف القطر المائي Hydraulic Radius الذى يمثل النسبة بين مساحة القطاع العرضى لمياه النهر عند نقطة معينة Cross - Sectional Area وطول المحيط المبلل، ويعملية حسابية بسيطة يتبين أنه كلما كبر نصف القطر المائي (الناسىء عن صغر المحيط المبلل)، كان النهر أكثر فاعلية وتأثيراً. ويكون القطاع العرضى للنهر نموذجياً حينما يكون نصف دائرى Semicircular وحينئذ ينخفض فقدان الطاقة من الاحتكاك الخارجى إلى أدنى حد ممكن.

وحينما ندرس المجرى النهرية فى الحقل، نجد أنها نادراً ما تصل إلى هذا الشكل النموذجى، بل حتى لا تقترب منه. ذلك أن معظمها عريض نسبياً وقيعانها منبسطة، وضافها شديدة الانحدار، بل أحياناً يصيبها النحت والتقويض السفلى. وأسباب ذلك متعددة.

من ذلك أن الأنهار أثناء فيضاناتها تغزو ضفافها فتنتحتها، وبذلك توسع مجاريها، لكن عندما يهبط منسوب المياه فيها، لا يمكن تجديد أو تعويض المواد المنحوتة، لأن المجرى لم تعد ممثلة بالمياه فياضة Bankfull Stage. وبدلاً من ذلك، يحدث الترسيب فوق قاع المجرى، مكوناً لشطوط Banks وضحاضح Shoals. وفى الأماكن التى تتكون عندها ضفاف النهر من مواد مفككة هشة، كالرمال والغرين النهرى، فإن النهر يواصل توسيع مجراه بسهولة، كما وتنشأ شطوط وجزر نهرية، ويتشعب النهر، وتتعدد مجاريه، ويصبح مضطرباً Braided.

ويؤدى استمرار تدهور الضفاف ونحتها واكتساح موادها إلى تكوين مجارى عريضة جداً، كما وقد يهجر النهر بعض أجزاء مجراه حين يقطع إحدى ضفتيه فى أكثر من موضع. وتبدو هذه الظاهرة على نطاق واسع نسبياً فى سهول الارساب الجليدى Sandy Outwash Plains أمام كثير من الأنهار الجليدية فى جبال الألب وأراضيها الأمامية حيث نجد الكثير من المجرى العريضة المصفرة المعقدة. وتتكون المجرى النهرية التى تتميز بنصف قطر مائى فعال نسبياً حينما تتكون ضفافها من مواد صلبة أو حصوية متماسكة.

٣- حجم قناة النهر: عامل ثالث فى تقرير فاعلية النهر بالنسبة لفقدان الطاقة بالاحتكاك الخارجى. فمن الواضح أنه كلما ازداد تصريف النهر كلما ازداد المحيط المبلل طولاً. ومع هذا فإن نصف القطر المائى يزداد هو الآخر، وفى بعض الأحيان يزداد زيادة كبيرة. وتبعاً لذلك فإن استهلاك طاقة النهر بسبب الاحتكاك الخارجى تتناقص نسبياً. ومن ثم تتوفر لنهر عظيم الحجم طاقة أكبر لاستخدامها فى نقل الحمولة من نهر

صغير، ويستدل على صحة هذه المقولة تلك الكميات الهائلة من المواد التي تحركها وتنقلها مياه النهر حين الفيضان.

ومع هذا فإن المسألة ليست بهذه البساطة. ذلك أن الزيادة في تصريف النهر يصاحبها عادة ازدياد في حجم حمولة القاع، وفي هذه الحالة يشتد ساعد الاحتكاك الخارجى وكذلك النحت النهري. والواقع أنه من الخطورة بمكان محاولة التعامل مع مختلف أوجه النشاط النهري فرادى كل على حدة، ذلك لأنها مترابطة متشابكة يستحيل الفصل بينها.

ولقد حاول بعض الكتاب حساب نسبة طاقة النهر المستهلكة في كل مما يأتي:

(أ) حركة المياه (ب) حركة الحمولة (ج) عملية النحت Corrasion وهذا ما يستحيل تحقيقه، لأن حركة الحمولة لا يمكن أن تتم بدون حركة المياه، ونحت القاع النهري Corrasion لا يحدث إلا بوجود حمولة قاع متحركة.

وحينما نعود إلى مسألة فاعلية الأنهار الكبيرة، ينبغي أن نعترف بامتلاكها قوى عظيمة لكلا النقل والنحت، ولكن ربما يكون سبب تلك القوى وجود طاقة كلية ضخمة، وانخفاض كبير في تأثير «وعورة قاع المجرى» Channel Roughness.

هذا وينبغي أن نشير إلى أن الزيادة الشاذة في التصريف النهري قد تؤدي أحياناً إلى نقص واضح في فاعلية النهر، فإذا حدث مثلاً وفاض نهر من أنهار السهول، وعلا ضفافه وتجاوزها وانتشر وتوزع فوق سهله الفيضى، فإن طول محيطه المبلل يزداد زيادة كبيرة، مما يترتب عليه نقص شديد في نصف قطره المائى، مصحوباً باضمحلال واضح محسوس في سرعة جريان مياهه. وتبعاً لذلك تنخفض طاقة النهر انخفاضاً ملحوظاً، ومن ثم يحدث إرساب حمولة النهر بالضرورة. وهكذا تتضح آلية (ميكانيكية) بناء السهول الفيضية وتواصل نموها رأسياً بتتابع إرساب الحمولة النهريّة.

٤- وعورة قاع المجرى، Roughness of the Stream Bed

تؤثر تأثيراً شديداً في استهلاك الطاقة بالاحتكاك الخارجى. ذلك أن استهلاك طاقة النهر يشتد حينما يزخر قاعه بالحفر الوعائية العميقة، وبالمكاشف الصخرية الصلدة، وتكثر به الجلاميد والكتل الصخرية الكبيرة، كما في حالة الأنهار الشابة بالمناطق العالية المضرسة، بينما يقل الفاقد من طاقة النهر الذى يتميز بقاع أملس ممهد بواسطة غطاء من الرمال والطمى.

ومع هذا، فقد تتضاءل سرعة المجارى المائية الجبلية بتأثير وعورة فيعانها رغم جريانها فوق منحدرات شديدة، حتى لا تكاد تزيد على سرعة جريان المياه في أنهار

السهول التي تقطع منحدرات هينة الانحدار. ويلاحظ النقص المستمر في وعورة قيعان الأنهار بالاتجاه نحو أدانيها، وتبعاً لذلك تزداد فاعلية النهر كلما نما وتضخم واقترب من البحر. ولاشك أن تأثير وعورة القاع النهري تتضاءل نسبياً بالابتعاد عن المنابع، لأنه كلما أصبح المجرى أكثر عمقاً، كلما قلت قدرة شكل القاع النهري على إعاقه الحركة في جسم كتلة المياه الرئيسية الجارية.

العوامل المؤثرة في استهلاك الطاقة النهرية نتيجة للاحتكاك الداخلي؛

هناك عدة عوامل يتوقف عليها مدى فقدان الطاقة النهرية أو استهلاكها بسبب الاحتكاك الداخلي Internal Friction نجملها فيما يلي:

١- درجة الاضطراب المائي، وتلاطم كتل الماء ببعضها، وحدث الدوامات المائية. فكلما كثر الاضطراب المائي وازدادت الدوامات، تباينت واختلفت سرعات تحرك الكتل المائية المجاورة، ونشأ ما يسمى بالقص اللزج Viscous Shear ويزداد الاضطراب المائي وحدث الدوامات المائية في مياه الأنهار بواسطة ارتفاع سرعة جريان المياه، وشدة وعورة قاع المجرى المائي، والتغيرات المفاجئة في اتجاه المجارى النهرية.

٢- مدى عظم الحمولة العالقة: فيزداد الاستهلاك أو فقدان الداخلي للطاقة النهرية، حينما تكون الحمولة العالقة Suspended Load كبيرة لأنها تزيد من لزوجة Viscosity، المجرى المائي، مثلما يحدث في فترات هطول الأمطار الغزيرة والفيضان، حينما ترد إلى النهر كميات كبيرة من المواد العالقة الدقيقة إما من منحدرات الوادي المجاورة أو المنحوتة من ضفافه.

النقل النهري

يستهلك النهر جزء من طاقته في الاحتكاك بقاعه وجوانبه، ويفقد جزء آخر منها في تلاطم كتل الماء ببعضها نتيجة للاضطراب والدوامات التي تحدث فيها، أما الجزء المتبقى من الطاقة فيستخدمه النهر في نقل حمولته. وتتألف حمولة النهر من المواد التي فتنتها التجوية، أو التي حملتها إليه روافده أو التي جرفتها إليه مياه الجليد المنصهر، بالإضافة إلى الرواسب التي نحتتها مياه النهر ذاته.

وتعظم مقدرة النهر على الحمل Competence حينما تكثر مياهه، وتزداد سرعة تياره في زمن الفيضان.

أساليب النقل النهري

يتم نقل المواد بواسطة الماء الجارى بالطرق الأربع الآتية :

١- الجر Traction

الجر أو السحب هي العملية التي يتم بواسطتها تحريك حبيبات الرواسب المختلفة الأحجام عن طريق الدحرجة على طول قاع المجرى، ولهذا تسعى حمولة النهر التي تتحرك على امتداد القاع سواء بالتدحرج أو الجر أو السحب بحمولة القاع Bed Load أو حمولة الجر Traction Load ويزداد حجم حمولة القاع أو الجر ويتعاضد أثناء مواسم الفيضان واشتداد سرعة جريان المياه، كما تتمكن المياه حينئذ من دحرجة وجر كتل صخرية كبيرة، ما كان باستطاعتها تحريكها في مواسم التخاريق (انخفاض في منسوب المياه). كما وأن الفتات الصخرى الدقيق الذي عادة ما يتحرك بالجر على امتداد القاع في مواسم قلة المياه نراه وقت الفيضان يتحرك بالقفز Saltation بل يصبح محمولاً بالمياه ضمن الحمولة العالقة Suspended Load.

٢- القفز Saltation

تتحرك حبيبات الرواسب الكبيرة نسبياً فوق قاع المجرى بقوة دفع التيار المائي عن طريق القفز Jumping، فهي تلمس قاع النهر على فترات ومسافات. ذلك أن أية حبيبة مستقرة فوق القاع النهري تعوق الماء المتحرك وتعرض سبيله إلى حد معلوم، فينشأ ضغط مائي (هيدروليكي) خلفها. وسرعان ما تتمكن المياه من التغلب على مقاومة الحبيبة فتندحرج كما في حالة الجر Traction أو قد تدفع إلى أعلى فتحتويها المياه المتحركة ضمن الحمولة العالقة. ومع هذا فإذا لم تكن صغيرة وخفيفة، فإن الجاذبية الأرضية قد تلزمها بالعودة ثانية إلى قاع المجرى، ثم تتكرر العملية من جديد.

٣- التعليق Suspension

يتم تحريك معظم المواد الدقيقة في هيئة معلقة بالمياه الجارية، وفي البداية ترفع هذه المواد من القاع بالدفع الهيدروليكي (المائي) أو تأتي إلى المياه الجارية من الضفاف، وتدخل على الخصوص ذلك الجزء من المجرى المائي حيث يعظم الاضطراب المائي، ويكون ذلك عادة على مسافة من قاع المجرى، حيث يكون الجريان المائي من النوع الصفحي Laminar Type وتتمكن الحركات الدوامية المعقدة من تعويم الحبيبات الدقيقة، التي تبقى معلقة في المياه أثناء جريانها تجاه المصب. وينبغي أن نضيف القول بأن الجريان المضطرب ليس السبب الوحيد في التعليق، لأن بعضاً من

المعادن الصلصالية الدقيقة تتصف بمعدل إرساب منخفض للغاية، حتى أن أقل حركة للماء الجارى كافية لإبقائها عالقة أبداً.

٤- الإذابة، Solution

فى بعض المناطق تنشط التجوية الكيميائية، إما لأسباب مناخية مثل وفرة الرطوبة والحرارة، أو لبيولوجية تختص بنوعية الصخر واستجابته السريعة للإذابة فى المياه العادية أو الحامضية. ولهذا نرى مياه الأنهار تحوى حمولة ضخمة من المواد الذائبة. فالأمطار التى تغذى الأنهار تذيب أثناء سقوطها بعضاً من ثانى أكسيد الكربون الموجود فى الجو، ومن ثم تستطيع مياه النهر أن تذيب كثيراً من الصخور الجيرية، خصوصاً إذا كان النهر يجرى بجميع طوله فوق أراض جيرية كنهـر شانـون Shannon فى أيرلندا، وفى مثل هذه الحالة تقل حمولة الجر، والقفز، والتعلق، بل قد تتلاشى تماماً.

تباين حجم ونوعية الحمولة النهرية

من الواضح أن حجم الحمولة النهرية يتباين كثيراً من موسم إلى آخر، ومن مكان إلى مكان، وكذلك الحال بالنسبة لطبيعتها ونوعيتها. ويرجع ذلك لأسباب عدة نذكرها فيما يلى:

١- التباين فى طاقة النهر:

ذلك أن طاقة النهر ليست ثابتة، فهى تزداد ازدياداً عظيماً فى بعض الأحيان مثل مواسم الفيضان، حينما تكثر المياه وتعظم سرعتها. وقد اقترح البعض أن قابلية الحمل النهري Capacity أى مقدرة Ability على تحريك جملة الحمولة Total Load، تتباين تبعاً لما يسمى القوة الثالثة لسرعته Third Power of its velocity ويعبارة أخرى، حينما تتضاعف سرعة النهر فإن قابلية الحمل تزداد ثمانى مرات. ويمكن الأخذ بهذا المبدأ على سبيل التقريب لأن الأمر يتوقف إلى حد كبير على أحجام مكونات الحمولة. فمن السهل أن يحرك النهر المواد الرملية الدقيقة، والطين، والطمي، سواء بواسطة القفز أو بالتعلق، بينما يصعب عليه تحريك حمولة القاع من الكتل الصخرية الكبيرة والجلاميد.

ونادراً ما يبلغ النهر قابلية حملته الكلية Full Capacity أى يصبح كامل الحمولة Fully Loaded وذلك لأسباب عدة. مثال ذلك ما نجده فى منطقة جبلية ممزقة، ومقطعة تقطيعاً شديداً وعميقاً، فهنا نجد قاع النهر الصغير مفروشاً بالحصى، وبالخطام الصخرى والجلاميد، وهذه المواد جميعاً تشكل حمولة النهر، لكنها لا تتحرك من مكانها

تحت ظروف الجريان المائي العادى فى النهر. وإذا ما انعدم أو قل وجود المواد المجواه الدقيقة، فإن النهر قد لايقوم بوظيفة النقل ويصبح حينئذ قليل الحمولة Underloaded أو عديمها وسبب ذلك أن النهر، فى وقت ما يكون كفاء Competent لنحريك مواد ذات ثقل أقصى معلوم، يتوقف على سرعته Velocity وقوته Power الفعلية. فإذا لم يبلغ النهر سرعة جريانه الحرجة Critical Velocity فإنه لا يستطيع تحريك المواد، ومن ثم لا تستهلك طاقة النهر الحركية فى تحريك الحمولة ما لم تتوفر مواد أخرى أصغر حجماً وثقلأ. ويحدث ذلك حينما تزداد سرعة النهر أو تكثر مياهه، كما فى موسم الفيضان، فتصبح كفاءة النهر Competence وافية لنقل الجلاميد والكتل الصخرية الكبيرة.

ويحدد كفاءة النهر ويدل عليها ثقل أكبر قطعة صخرية يمكن لنهر أن ينقلها وهو فى سرعة معلومة. وكلما ازدادت السرعة النهرية ارتفع الحد الأقصى لنقل المواد التى ينقلها، وإن كان هذا لا يتم بنسبة مباشرة. ذلك أن كفاءة النهر تتباين تبعاً لما يعرف بالقوة السادسة لسرعة النهر Sixth Power Law وهو مبدأ توصل إليه هوبكينز W. Hopkins عام ١٨٤٢. ومؤداه أنه «حينما تزداد سرعة النهر إلى الضعف، ترتفع كفاءته ست مرات، وبعبارة أخرى حينما تبلغ سرعة النهر الضعف، يتمكن النهر من نقل كتل صخرية يزيد وزنها ست مرات. ومن ثم فإن لكل سرعة نهريّة ما يناسبها من حد أقصى لقطع المواد الصخرية التى تنقلها.

وبالمثل فإن لكل قطعة صخرية سرعة معلومة ينبغي أن يبلغها النهر قبل أن يستطيع تحريكها ونقلها. ومع هذا فإن النهر حينما يبلغ سرعة كافية لتحريك قطعة الصخر، فإن حركتها تستمر حتى ولو ضعفت السرعة بقدر معلوم. وبعبارة أخرى فإن سرعة تحريك المواد تفوق السرعة اللازمة لاستمرار تحريكها ونقلها.

ويتضح الفرق بين السرعة اللازمة للتحريك والسرعة اللازمة لاستمرار التحريك والنقل فى حالة الحبيبات الدقيقة. فحبيبات الطين يمكن نقلها بواسطة نهر سرعته منخفضة جداً، لكن هذه السرعة لا تكفى إطلاقاً لنحت الضفاف الطينية أو لالتقاط حبيبات الطين الساكنة ونقلها. ومادامت الكفاءة Competence تتحدد بالسرعة، فإن قابلية الحمل (وهى الحمولة الكلية) تتحدد بالكفاءة. ومع هذا فقد نجد نهراً بطيء الجريان (أى بكفاءة منخفضة) لكنه عظيم الحمولة، وحينئذ لابد وأن الحمولة مكونة من مواد طينية دقيقة فى حالة تعلق.

وشكل مكونات الفئات الصخرية ومظهره مهم ومؤثر فى كفاءة النهر وقدرته على تحريكها، وبالتالي يصبح مبدأ القوة السادسة تقريبى جداً، ذلك أن الجلاميد الصخرية حينما تكون خشنة مسننة زاوية، فإنها تتشابك ببعضها ويقاع النهر، ويصبح من الصعب زحزحتها وتحريكها على عكس جلاميد صخرية مستديرة ومصقولة من ذات الوزن.

الحمولة المتاحة:

تتباين حمولة الأنهار من حيث الحجم والنوع تبعاً لنوعية الصخور في المنابع وعلى طول امتداداتها. فالأنهار التي تجرى بجنوب انجلترا الذي تتكون أرضه من صخور طباشيرية، تتميز بصفاء مياهها، رغم أنها تجرى بقوة طوال السنة، وتتصف بقدر كبير من الجريان المضطرب، ومثلها نهر تيسـت Test واتشين Itchen ومن الواضح أن الحمولة العالقة لهذه الأنهر صغيرة جداً، بينما الحمولة الذائبة كبيرة، وهي مكونة من بيكربونات الكالسيوم التي أنتجت التجوية الكيميائية من الصخور الطباشيرية. ومثل هذا يقال أيضاً عن نهر شانون الذي يجرى بنطاق طباشيري الصخر بأيرلندا.

وتقل حمولة القاع وحركتها في أنهار جنوب انجلترا، مثل الصوان والحطام الصخري الخشن، رغم وجود شواهد مثل المدرجات الحصوية النهرية وفرشات الحصى، تدل على أن النقل النهرى بالجر كان مهماً في عصر مضى وهو البلايوسين، حينما كانت عمليات الانسياب الأرضي وغيرها من عمليات هوامش الجليد Periglacial Solifluxion توفر كميات ضخمة من الحطام وتدفع بها إلى أنهار وقيعان الأودية.

وتنقل الأنهار كميات كبيرة من الغرين والطين كحمولة عالقة، حينما تندفع وتجرى في مناطق تتألف من مكاشف صخرية طينية، مثل نهري آرون Arun وأوسى Ouse اللذين يجريان بإقليم الويلد Weald خاصة عقب فترة مطر طويلة، حينما تبدو المياه بنية اللون معتمّة.

٣- طبيعة الحمولة:

عادة ما تتأثر طبيعة الحمولة النهرية بالقرب أو البعد عن منطقة المنابع. ففي منطقة المجارى العليا للنهر، تتألف الحمولة غالباً من المواد الخشنة التي يمكن تحريكها ونقلها بسهولة عن طريق البحر، ذلك لأن النهر في أعاليه يصرف مياه منطقة تتميز في العادة بتضاريس وعرة وانحدارات شديدة، وعمليات تجوية سريعة نشطة. وبالاتجاه نحو أدنى النهر تستدق مكونات الحمولة، وذلك بسبب عملية التفتت بالاحتكاك Attrition أى عملية اصطدام المواد الصخرية ببعضها وبقاع النهر أيضاً، وتنقل بعد ذلك بطريق القفز ثم بالتعلق. ويعكس هذا النقص المستمر في أحجام مكونات الحمولة بالاتجاه نحو أدنى النهر سرعة حركة الحبيبات الدقيقة العالقة، التي يحرفها تيار النهر نحو المصب، بينما تتخلف المواد الخشنة في أحباس النهر العليا والوسطى.

٤- عمر النهر وحوضه:

لا شك أن المرحلة التي يكون بها النهر وحوضه من دورة التعرية تؤثر تأثيراً

واضحاً في حجم الحمولة وطبيعتها. ففي مرحلة الشباب النهرى تكون التضاريس عالية، وتتميز بمنحدرات شديدة، وسرعة وشدة في التجوية والتعرية، وتبعاً لذلك ترد إلى النهر حمولة ضخمة جداً من الفتات الصخري المختلف الأحجام والأشكال.

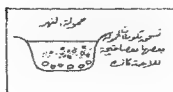
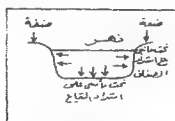
وإذا بقي مستوى قاعدة التعرية النهرية ثابتاً، بينما انخفضت التضاريس وتضاءلت المنحدرات، لتنتهي البيئة الطبيعية إلى مرحلة الشيخوخة، فإن جملة الحمولة التي ترد إلى النهر تتناقص إلى حد كبير، وتتألف حينئذ من حبيبات دقيقة للغاية، تتحرك نزلاً بالتعلق مع تيار المجرى البطيء إلى المصب.

هذا وقد أحصيت كميات الرواسب التي يحملها نهر النيل، والتي كانت تمر عند وادى حلفا بنحو ١٠٠ مليون طن كل سنة، منها نحو ٣٠ مليون طن من الرمال الدقيقة، وحوالي نفس القدر (٣٠ مليون طن) من الصلصال، والباقي (٤٠ مليون طن) من الغرين، وقد اشتقت معظم هذه المواد من تعرية الصخور البركانية في هضبة الحبشة، وهى غنية بالمعادن التي عملت على تخصيب الأرض الزراعية المصرية، وتجديد خصوبتها كل عام، حينما كانت تنتشر فوقها مع مياه كل فيضان. وقد بدأ السد العالي منذ ١٩٦٧ فى حجز مياه الفيضان، وأمامه يتم إرساب قدر هائل من المواد العالقة.

وينقل نهر المسيسيبي كل سنة حمولة من الرواسب تقدر بنحو ٣٤٠ مليون طن من المواد العالقة، و ٤٠٠ مليون طن عن طريق الجر (حمولة القاع)، وحوالى ١٣٦ مليون طن من المواد الذائبة.

النحت النهرى

قد تبدو دراسة فعل الأنهار كعامل نقل قبل مناقشة فعلها كعامل نحت أمر غير منطقي، لكننا ينبغي أن نعلم أن حمولة النهر عامل هام جداً فى النحت.



شكل (١٠) عمليات النحت النهرى

وتقوم الأنهار بدورها كعامل نحت من خلال أربع عمليات نوجزها فيما يلي:

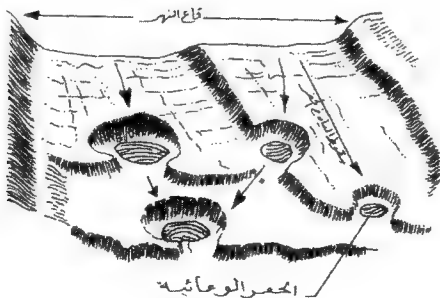
١- الفعل الميكانيكي للمياه، Hydraulic Action

ويتمثل في قوة تحركها في المجارى المائية. فالمياه المندفعة لها مقدرة على اكتساح المواد المفككة التي تصادفها في طريقها، كما تدخل المياه في الشقوق وفتحات الفواصل، وتتماوج فيها، فيساعد على تحطيم الصخر الصلب. وللاضطرابات المائية والدوامات التي تنشأ عند منحنيات المجرى تأثير قوى، فهي تعمل على نحت وتقويض ضفاف المجرى Bank - Caving or Cavitation خصوصاً إذا كانت تتركب من صخور رملية ضعيفة التماسك، أو من صخور صلبة أو حصوية.

٢- النحت بواسطة الحمولة، Corrasion

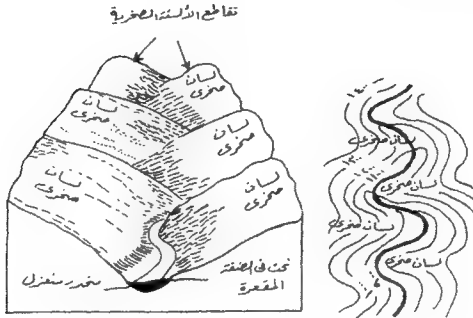
يستعين النهر في نحت الجوانب والقاع بحمولته التي يستخدمها كأداة طحن وسحق. ويشدد فعل هذه العملية حيث تستطيع الدوامات المائية، والجريان المائي المضطرب إدارة الحصى والجلاميد في الفجوات التي توجد في قاع (أو سرير) المجرى، فتحفر ما يسمى بالحفر الوعائية Pot - Holes ونتيجة لنحت القاع وجرف مواده، يزداد عمقه. وتضاف المواد الصخرية المنحوتة إلى حمولة النهر، مما يعزز قدرته على مواصلة النحت والتعميق.

وهناك حد لهذه العملية بطبيعة الحال. فحينما يصل النهر إلى كامل حمولته تتوازن عملية النحت مع عملية الارساب. ويعنى هذا أن النحت الرأسى Vertical Erosion



شكل (١١) الحفر الوعائية

بواسطة الحمولة يميل إلى التوقف، بينما يتقابل فعل النحت الجانبي Lateral Erosion مع الارساب فى قوسى الثنية النهرية. وفيما بين مرحلة صفاء مياه النهر وخلوها من الحمولة، ومرحلة اكتمال الحمولة، توجد مرحلة يكون النحت الرأسى النهرى أعظم ما يكون قوة واقتداراً.



شكل (١٢) منعطفات الشباب

٣- عملية السحق: Attrition

ويقصد بها احتكاك المواد الصخرية التى تتألف منها حمولة النهر ببعضها، كما تصطدم بالقاع وبالجوانب، فتتحطم وتتمزق، وتزداد تفتيتاً، ويصغر حجمها باستمرار بالاتجاه نحو المصب، وبالتالي يسهل نقلها بالقفز ثم بالتعلق.

٤- عملية الإذابة والتحلل: Solution

ويتم النحت النهرى هذه المرة عن طريق الإذابة والتحلل، وتسمى هذه العملية أحياناً بالنحت الكيميائى Corrosion وتتلخص، كما شرحنا فى موضع سابق، فى قدرة مياه النهر، بما تحويه من غازات ومواد ذائبة فيها، أن تحلل وتذيب بعض أنواع الصخور التى يتألف منها نطاق مجرى النهر. وتعد الصخور الجيرية والطباشيرية والدولوميتية أكثر الصخور قابلية للإذابة بمياه الأنهر، ولهذا كانت الأنهار التى تجرى فى مناطق تتركب من تلك الصخور أقدر على النحت الكيميائى وتكوين أودية عميقة واسعة من تلك التى تجرى فى صخور نارية أو رملية كوارتزية متماسكة.

وتعمل مياه النهر أيضاً على تفكك وتحلل الصخور التي تتألف في معظمها من معادن غير قابلة للذوبان، فلا تذوب كل مكونات الصخر في هذه الحالة، وإنما تحلل المياه بعض العناصر التي تدخل في تركيبه، فينحل ويفقد تماسكه ويتحول إلى حطام صخري يضاف إلى الحمولة النهرية.

تكوين الأودية النهرية وتشكيلها

يحدث النحت النهرى وتكون المجارى المائية والأودية النهرية وتتشكل بفعل ثلاث عمليات مترابطة ومتلازمة وهى:

١- النحت الرأسى وتعميق الوادي Downward Corrasion

ويشتد فعل هذه العملية فى الأنهار التى تتميز مجاريها بانحدارات شديدة وحمولة جر (أو حمولة قاع) متحركة عظيمة.

٢- النحت الجانبي وتوسيع الوادي Lateral Corrasion

ويتم ذلك بالنحت فى الجوانب المقعرة من الثنيات النهرية أثناء تكوينها ونموها وتطويرها خلال الدورة التحاتية.

٣- النحت الصاعد وإطالة الوادي Headward Erosion and Extension

وترتبط هذه العملية بنقاط تجدد الشباب النهرى Knickpoints والمساويع Rap-ids، والمساويع المائية، وجميعاً ترتبط أصلاً بالتباين فى التراكيب الصخرية والاضطراب فى دورة التعرية النهرية.

ويتعاصر فعل هذه العمليات الثلاث جميعاً فى كثير من الأنهار، لكن قد يسود نشاط عملية دون الأخرى فى بعض الأحيان. ويرى كثير من الكتاب ومنهم جيلبيرت Gilbert (١٩٠٩) أن الأنهار غالباً ما تنحت رأسياً وتعمق أوديتها حينما تكون قليلة الحمولة Underloaded بينما تنحت أفقياً وتوسع أوديتها حينما تكون كاملة الحمولة Fully Loaded ويرجع كريكمى Grickmay (١٩٣٣) أن الأنهار فى مرحلة الشيخوخة تستطيع، رغم أنها غير قادرة على نقل حمولة كبيرة بسبب بطء سرعتها، أن تنقل مجاريها باستمرار، وتصنع منعطفات كبيرة، وتنشئ فى النهاية سهولاً عريضة بالنحت الجانبي، ويسود فى الأنهار المتجددة الشباب، عمليات النحت الرأسى، وتراجع نقاط التجديد، وتكوين الأودية العميقة والمنعطفات المتعمقة Incised Meanders.

ولا يختلف اثنان فى أن الأودية النهرية من الظواهر المألوفة الشائعة فى البيئة الطبيعية، وأن غالب الأودية من صنع التعرية النهرية. ومع هذا لا ينبغى أن يتبادر إلى

الذهن أن أنهار الحاضر كلها ما تزال تنحت مجاريها بفاعلية محسوسة، ذلك أن كثيراً من الأنهار، خاصة منها أنهار السهول، التي تتميز بسهولة فيضية مكتملة، تقوم حالياً في الأغلب الأعم بوظيفة الارساب. وحتى حيث لا يتضح مثل هذا الارساب، فإن النحت يكون ضئيلاً، لأن حمولة النهر تكون غير كافية للعمل النحاتي.

وحسبما يرى راستال Rastall (١٩٤٤)، وبحق، أنه من الصعب أن نتصور كيف يمكن لحبيبات صغيرة ضئيلة كثافتها بين ٢,٧٥ - ٣، تتحرك بخفة على امتداد قاع النهر، يمكن أن تنجز أى فعل نحاتي ميكانيكى، خاصة وأن ثقلها الحقيقي يتناقص بالحركة والنقل. هذا ولا يوجد أى دليل يشير إلى تأثير نحاتي تقوم به أنهار جنوب انجلترا التي تجرى في منطقة جيرية مثل نهري تيسـت Test واتيـشين Itchen أو نهر شانون Shannon بأيرلندا، اللهم إلا حيثما تتكون الضفاف من رواسب فيضية مفككة، ففيها يتم نحت قليل غير ذي أهمية.

ويبدو والحالة هذه، أن أنهار الحاضر تقوم في الغالب بوظيفة النقل، لا النحت، فهي تحمل المواد المجواه التي ترد إليها بطريق زحف التربة وغسل المطر من منحدرات جوانب الأودية إلى أوديةها ومناطق مصباتها.

وفيما يلي دراسة مفصلة للعمليات الثلاث التي يتم بها حفر المجارى المائية وتوسيع أوديتها.

النحت الرأسى وتعميق الوادى

يتم النحت الرأسى والتعميق بواسطة المجارى المائية عن طريق عدد من العمليات تعمل فرادى لكنها متعاونة تنهى حفر المجارى ونحرها. وفيما يلي شرح موجز لكل منها:

١ - النحت بواسطة الحمولة، Corrasion

ويتم بواسطة ضغط حمولة القاع الضخمة التي تتحرك بسرعة فوق أرضية النهر. وتحقيق هذه العملية ودليلها واضح في وجود الحفر الوعائية التي ترصع قاع النهر، وهى التجاويف التي حفرتها الكتل الصخرية والحصى أثناء حركتها الدائرية فيها التي تسببها الدوامات المائية والجريان النهري المضطرب السريع، ودليل آخر على فعل الحمولة وتأثيرها فى نحر القاع وتعميقه تلك البرك العميقة التي توجد أسفل المساقط المائية، وإن كان يشارك النحت بواسطة الحمولة هنا عملية أخرى تنشأ من قوة سقوط المياه وما يمكن أن تحمله من رواسب إلى حضيض الشلال مشكلة لما يعرف بتعرية الغطس . Plunging Erosion

٢- القوة الهيدروليكية:

وهي القوة المبذولة بواسطة الماء السريع الجريان، ذات أهمية كبرى في النحت والحفر، خصوصاً إذا ما توفرت ظروف مناسبة لفعالها، كأن يكون الصخر جيد الطباقية وكثير الفواصل والشرخ، وعديد سطوح الانقسام، أو أن يتصف بالضعف الميكانيكي كأن يكون التلاحم بين مكوناته هشاً ضعيفاً. كما يكون للقوة الهيدروليكية أثر فعال في الأماكن التي يكون اصطدامها المباشر عنيفاً للغاية، كما في مناطق المسارع Rapids وفي برك الغطس Plunge Pools أسفل الشلالات.

٣- تجوية صخر القاع ميكانيكياً:

وتحدث التجوية الميكانيكية بصورة فعالة في الأنهار المتقطعة الجريان، ويظهر أثرها في الفصل الجاف. وفي هذه الحالة يتم تعميق المجرى ونحته رأسياً عن طريق إزاحة مياه النهر لنتاج التجوية من فوق القاع دون تدخل من عملية النحت بالحمولة Corrasion.

٤- النحت الكيميائي:

للنحت الكيميائي أهمية خاصة مؤثرة في تكوين الأودية وتعميقها في المناطق التي تتركب من صخور جيرية وطباشيرية. وينضح ذلك في تكوين الخوانق في المناطق الجيرية الرطبة، ومثالها خانق نهر الأري Aare قرب بلدة مايرينجين Meiringen بسويسرا.

النحت الجانبي وتكوين المنعطفات

كيفية تكوين المنعطفات:

يتم النحت الجانبي وتوسيع أرضية الوادي بواسطة النهر الجارى في منعطفاته. وتعتبر مشكلة تكوين المنعطفات أو الثنيات النهرية Meanders من بين المشاكل الجيومورفولوجية التي أثير من حولها جدل كثير. ولم تعد التفسيرات التقليدية كافية لفهم تكوينها، ومنها عدم الانتظام في تضاريس وشكل الأرض التي يجرى فيها النهر، أو مصادفة النهر أثناء جريانه لمخارج أو مكاشف صخرية صلبة، وهذا وذاك يسبب انحرافاً في مجرى النهر ينمو ويتطور مكوناً منعطف كبير.

والواقع أن المنعطفات ليست عشوائية في تكوينها ولا في حجمها، ولا يمكن تفسير تناسقها وانتظامها الكامل على أساس الصدفة، فهي نمو وتطور طبيعي يرتبط بميكانيكية

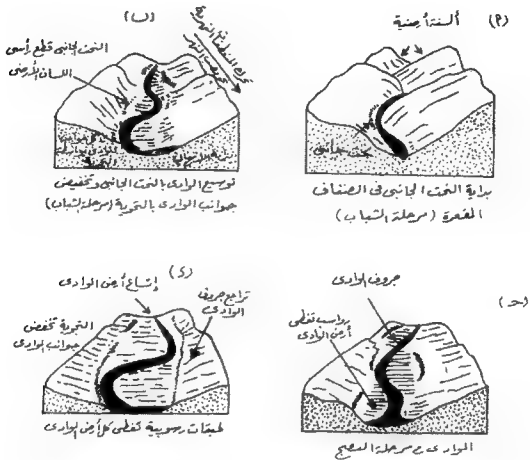
الجريان والنقل النهري. وقد أمكن إثبات ذلك فى المعامل، حيث حفرت مجارى مستقيمة فى رمال متماثلة التكوين، سرعان ما تكونت فيها منعطفات حالما انسابت فيها مياه جارية. وهناك حقيقة أخرى حاسمة ومقنعة أن المنعطفات أظهر ما تكون نمواً ووضوحاً فى السهول الفيضية التى أرسبتها وأنشأتها الأنهار ذاتها، ولا شك أن أى اضطراب أصلى فى مظهر السطح يكون قد غطى بواسطة الرواسب الفيضية.

ولقد لاحظ عدد من الكتاب وجود صلة وارتباط بين أبعاد المنعطفات وتصريف النهر، وبين منحدر الوادى وحجم وطبيعة الحمولة النهريّة. مثال ذلك إذا ما ارتفع التصريف المائى، ازداد تبعاً لذلك اتساع نطاق المنعطفات، وإن لم يكن بنفس النسبة وقد أوضح بيتس (١٩٣٩) عن طريق الدراسة الحقلية أن النهر الذى يجرى فوق سهله الفيضى، ويكون عرضه نحو ١٠٠ قدم (نحو ٣٠ متراً) فإن اتساع نطاق منعطفه يكون حوالى ١٦٠٠ قدم (٤٩٠ متراً)، بينما النهر الذى يبلغ عرضه ١٠٠٠ قدم (٣٠٥ متراً) يزداد اتساع نطاق منعطفه كثيراً فيصل نحو ١٢٠٠٠ قدم (٣٦٦٠ متراً). وتسبب الزيادة فى التصريف النهري زيادة أيضاً فى طول موجة المنعطف Wave - length Meander وهو المسافة بين قمتى Crests منعطفين متجاورين.

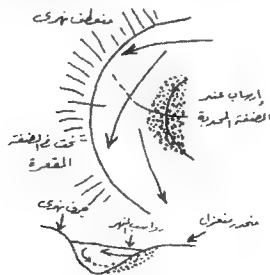
ولعل عامل التصريف النهري يعلل حقيقة أن المنعطفات ظاهرة تختص بالجزء الأدنى من الوادى، وأنها تضمحل بالاتجاه نحو منابع النهر. ولقد برهنت التجارب المعملة والدراسات الحقلية أن المنعطفات تتكون وتنمو حينما تكون حمولة القاع صغيرة. وهذا بدوره ينهض دليلاً على أن المجارى المائية فى مرحلة الشيخوخة هى التى يرتبط بها صنع المنعطفات. كما يفسر حقيقة أن مجارى الماء المنصهر فوق أسطح الثلجات، والتى لا تحمل شيئاً من الرواسب، تتثنى صانعة لمنعطفات دقيقة. وغالباً ما يقال أن المنعطفات تنشأ فى المجارى التى تتصف بانحدارات هينة جداً كما فى الأنهار الهرمة، وفوق السهول الفيضية. ومع هذا فإننا نجد أحياناً أن الانحدارات فى الأنهار ذات المنعطفات أشد منها فى المجارى التى تخلو منها، والسبب واضح، فالنهر ذو المنعطفات يتطلب طاقة أكبر للتغلب على ما يفقد منها نتيجة للاحتكاك الناتج عن انحناء المجرى، وهذه يستمدّها من سرعة الجريان الناشئة عن الانحدارات الأشد.

ولقد لفت ديورى Dury (١٩٥٨، ١٩٦٦) الأنظار إلى حقيقة أن الأودية، كالأنهار، تتميز غالباً بطابع التثنى والانعطاف. وتتنطى هذه الأودية عادة بفرشة سميكة من الرواسب الفيضية، ويجرى فيها النهر نفسه صانعاً لانحناءات ومنعطفات. لكن منعطفات النهر المحفورة فى رواسب السهل الفيضى أصغر بكثير من منعطفات الوادى، التى سبق نحتها فى الصخور الصلبة. وقد أوضحت الأبحاث أن منعطفات الوادى تماثل

وتتمشى مع المقاييس الخاصة بمنعطفات النهر. ذلك أنه حينما يزداد اتساع الوادى عند منسوب المجرى، يكبر بالتالى طول منعطفات الوادى.



شكل (١٣) أ، ب، ج، د) النحت الجانبي وتوسيع الوادى



شكل (١٤) النحت والارساب في ضفتي المنعطف Meander

وقد أوضحت عمليات الحفر في رواسب الحشو الفيضى لمنعطفات الوادى فى جنوب إنجلترا وجود مجارى نهريّة مطمورة ذات أبعاد أعظم بكثير من أبعاد المجارى الموجودة، وذات صلة وثيقة بأبعاد منعطفات الوادى. وقد استنتج «ديورى» أن تلك الأودية ذات الطابع الانعطافى قد نحتت بواسطة أنهار كانت تشغل كل قيعانها، وأن التصريف المائى لتلك الأنهار يقدر بما بين ٨٠ - ١٠٠ مرة قدر التصريف المائى للأنهار الحالية، مثل هذا التصريف المائى الضخم كان موجوداً أثناء عصر البلايوستوسين، حينما توفرت ظروف مواتية فالأمطار كانت أغزر، والتسرب أقل، والنبات نادر والتبخّر ضئيل، إضافة إلى المياه المنصهرة من الثلوج، مما ناسب عظم الجريان السطحي عنه حالياً. وفى فترة ما بعد الجليد ضمرت تلك المجارى العظيمة بالرواسب الفيضية، وشغلت قيعانها الفسيحة الأودية ذات الطابع الانعطافى، التى تجرى بها الآن أنهار ضعيفة غير قادرة على مواصلة النحت.

ميكانيكية النحت الجانبي وتوسيع نطاق المنعطف وأرضية الوادى:

على الرغم من أن العوامل التى تقف وراء تكوين المنعطفات معقدة؛ ولم تتضح بشكل كامل حتى الآن، فإن العملية الميكانيكية التى بواسطتها ينحت النهر فى ضفة من المنعطف بينما يرسب فى الضفة الأخرى، أصبحت واضحة ومفهومة. ويرى كثير من الكتاب أن الجريان المائى هنا يأخذ شكلاً حلزونية أو لولبية Spiral Flow، يترتب عليه تكوين حركة سطحية للماء تجاه الضفة الخارجية للمنعطف أى نحو جانبه المقعر، بينما يحدث تيار سفلى رجعى (تعويض) يسير على طول قاع النهر، متجهاً نحو صفته الداخلية، أى إلى الجانب المحدب من المنعطف.

وتفسير هذه الظاهرة التى يتم بواسطتها النحت فى جانب من المنعطف والارساب فى جانب آخر، ومن ثم توسيع أرضية وادى النهر، يبدو واضحاً للغاية. فالتيار الرئيسى للنهر يضطر للانحراف نحو الضفة الخارجية أو الجانب المقعر من المنعطف بكامل قوته، فيتأثر ذلك الجانب بكامل القوة الهيدروليكية، فيعظم فيه النحت الجانبي، مما يؤدى إلى تراجع ذلك الجانب، ومن ثم توسيع نطاق المنعطف، أو بعبارة أخرى توسيع أرضية الوادى، بينما يحدث تيار مائى رجعى، ينشأ عن اصطدام التيار المائى الرئيسى بالجانب المقعر، فتضطر المياه إلى الارتداد سفلية (لا سطحية بطبيعة الحال) ومعها الرواسب التى تم نحتها من الجانب المقعر، صوب الجانب أو الضفة المحدبة من المنعطف حيث يحدث إرسابها.

تفسير ظاهرة هجرة المنعطفات نحو مصب النهر:

لقد أمكن تفسير توسيع نطاق المنعطف ومن ثم توسيع أرضية الوادى عن طريق

النحت الجانبي في الجانب المقعر من المنعطف بالقوة الهيدروليكية، والارساب في الجانب المحدب عن طريق التيار السفلي الرجعي. لكن هذا العامل لا يصلح لتوضيح هجرة المنعطف وزحفه أو انتقاله صوب أدنى النهر Downstream Meander Migration أو استمرار ضيق عنق المنعطف Meander Neck، بسبب التعرية في ضفة المنعطف المقعرة التي تقع تجاه المنبع، وتلك التي تقع تجاه مصبه، لينشأ في النهاية ما يسمى قطع المنعطف Meander Cutoff أى المجرى الجديد المستقيم الذى يشق أو يقطع عنق المنعطف، بدلاً من المجرى الملتوى أو المنعطف القديم، ثم كى تنشأ البحيرة المقطعة Oxbow Lake.

ولعل في عامل التصريف المائى واختلافه من فصل لآخر خير تفسير لذلك. ففي مواسم الجريان العادى يصطدم تيار النهر الرئيسى بالضفة الخارجية للثنية، وهذا هو السبب في توسيع المنعطف. أما في موسم الفيضان وبالتالي موسم التصريف المائى العالى، فإن تيار النهر الرئيسى، ومن ثم القوة الهيدرولوجية، تنتقل صوب أدنى النهر، وتبعاً لذلك فإن الاصدام وما يتبعه من نحت يحدثان في الضفة الأقرب إلى مصب النهر، ومن ثم يهاجر المنعطف نحو المصب.

ويزداد نمط الجريان المائى النهري تعقيداً لإحداثيات قطوع المنعطفات، ولا تتم هذه العملية إلا بعد ما تتسع المنعطفات كثيراً، فيزداد النحت في الجانبين المقعرين للثنية، ويضيق باستمرار عنق المنعطف، وينتهي النهر إلى قطعه، واختصار مجراه، ويهجر المنعطف (مجره القديم)، ويتوالى الارساب الجانبي للمجرى الجديد، وتنقطع الصلة بتكوين الجسور بينهما. ويظهر المنعطف المقطوع الصلة بالنهر أشبه ببحيرة هلالية الشكل تدعى بالبحيرة المقطعة Oxbow - Lake.

النحت الصاعد

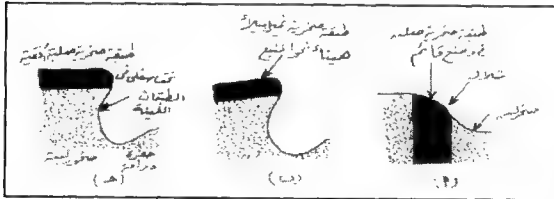
ترتبط هذه العملية غالباً بأجزاء من المجرى عندها يشتد الانحدار. إما بسبب ظهور مكاشف صخرية صلبة، أو نتيجة لهبوط مستوى قاعدة التعرية. وتصف كثير من كتب الجيومورفولوجيا نقاط التقطع (تجديد الشباب) Knickpoints or Headcuts في الانحدار هذه بحتمية التراجع بالنحت صعوداً نحو أعلى النهر حتى تصل إلى منبع النهر ذاته. لكن قد تبين من كثير من الدراسات الحقلية والمعملية أن نقاط التقطع قد يحدث لها بالنحت تسوية وانبساط دون أن تتراجع نحو المنبع إلا بقدر ضئيل، هذا إذا كان النهر يجرى في صخور رسوبية ضعيفة ومفككة. وبالمثل إذا صاحب نقاط التقطع طبقة صخرية صلبة، وتميل بشدة، فإنها تحافظ على موضعها بينما تتم تسويتها وتمهيدتها

بالتردد على مدى فترة طويلة من الزمن. أما نقط التقطع التي بالنحت تتراجع بالفعل نحو المنبع، فإنها في ذات الوقت تتضاءل وتسوى ثم تختفي آخر الأمر.

ورغم التحفظات في الأمثلة السابقة، فإننا لا ينبغي أن ننكر عملية النحت الصاعد، أو ما يسمى بالتعرية التراجعية، لأنها تكون ذات تأثير بين للغاية في بعض أنماط المجارى المائية، وفي ظل ظروف تركيبية وليثولوجية معينة، نذكر من بينها الأمثلة التالية:

١- حينما تتكون المسيلات Gullies على جوانب التلال، وتكون في البداية متقطعة، وتتألف من قطاعات عديدة واضحة المعالم. ويحوى كل قطاع منها نقطة تقطع أسفلها مباشرة تبدو مجارى المسيلات خندقية عميقة منحوتة في المنحدر. ويتدرج المجرى في الضحولة نزلاً حتى ينتهي القطاع المنحوت بمروحة فيضية. ويؤدى تراجع نقط التقطع إلى تلاحم قطاعات المسيل وتكوين مجرى متحد.

٢- يعتبر تراجع نقط التقطع مهما وعلى نطاق واسع حيثما تكونت المنطقة من تتابع صخري يتألف من طبقات صلبة وأخرى لينة تميل ميلاً هيناً أو توضع في هيئة أفقية. وعادة ما ينشأ عن مكاشف الطبقة الصخرية الصلبة شلال، يرتبط تشكيل بركة الغطس Plunge Pool أسفله بعملية التقويض السفلى للطبقة الصخرية اللينة أسفل الشلال. ويعمل احتكاك المياه الساقطة بقاعدة الشلال وبالرش من بركة الغطس على نحت الصخور اللينة السفلى، بينما تبقى الطبقة الصخرية الصلبة العليا بارزة ومعلقة فوقها، ثم لا تلبث أن تتحطم وتسقط نتيجة لثقلها وضغط المياه عليها، وتكرر عملية النحت السفلى وسقوط أجزاء من الطبقة الصلبة باستمرار ولهذا نجد أن الشلالات تتراجع دائماً نحو المنبع، تاركة وراءها خنادق.



شكل (١٥)

طريقة تكوين الشلال نتيجة لاعتراض طبقة صخرية لمجرى النهر في وضع قائم (أ)، أو في وضع مائل تجاه المنبع (ب) أو في وضع أفقي (ج).

وتعد شلالات نياجارا التي تقع في مجرى نهر السنت لورانس بين بحيرتي إيري وأونتاريو بأمريكا الشمالية مثلاً واضحاً لهذه الظروف، فالمنطقة التي تقع فيها المساقط تتركب من صخور سطحية صلبة من الدولوميت، تتركز على صخور لينة من الشيل والحجر الرملي. وتنحدر مياه النهر من علو ٥٠ متراً على الجانب الأمريكي من الشلالات، ويؤدي سقوط المياه إلى تكوين دوامات تؤثر في الصخور اللينة السفلى، بينما تظهر الصخور السطحية بارزة معلقة فتتكسر وتهوى. وقد نشأ عن ذلك وعن النحت الرأسى للمياه بالرش والدوامات تكوين خانق بلغ طوله أكثر من ١١ كيلو متراً. وتراجع هذه الشلالات نحو المنبع بمعدل يتراوح بين ٣٠ - ١٨٠ سم كل عام.

٣- مثل آخر للنحت الصاعد وتراجع نقط التقطع صوب المنبع، حيثما نشأت الشلالات بسبب العيوب والانكسارات. وأكثر أنماطها شيوعاً ما يتكون نتيجة لبروز حافة انكسارية صلبة قبالة كتلة صخرية أقل صلابة في اتجاه أدنى النهر. ويعزى تكوين شلالات فكتوريا، وارتفاعها ١٠٨ م، على نهر زامبيزي (جمهورية موزمبيق بجنوب شرق أفريقيا) جزئياً لعمليات انكسارية. فالنهر يجري فوق هضبة بازلتية، تقطعها سلسلة من الفوالق عرضياً عند حوافها الشرقية، مكونة بذلك نطاقات ضعف يسهل على المياه نحتها. وقد تراجعت المساقط، بالنحت الصاعد، مخلفة وراءها خانقاً يبلغ طوله زهاء ١٠٠ كيلو متر. والخانق متعرج المجرى بسبب تقاطع الصدوع بزوايا قائمة.

٤- النحت القاعى Basal Sapping يؤدي بشكل أو بآخر إلى نحت صاعد فالنحت القاعى يكون نشيطاً مؤثراً في الصخور المنفذة حيث تظهر المياه المتسربة في قطاع المجرى عند أسفل نقطة التقطع، وبالتالي تؤثر في تعرية طبقاتها السفلى، وتعمل تراجعها.

٥- النحت الينبوعى Spring Sapping ويعمل أيضاً كنحت صاعد وإلى تراجع وإطالة المجرى النهري صعداً في منطقة المنابع. ويحدث في المناطق التي تتركب من صخور جيرية وطباشيرية. ويشمل النحت والتقيؤ الينبوعى عدة عمليات هي: تعرية كيميائية تحت سطحية، وتعرية نهريّة سطحية، وانزلاقات أرضية للمواد الصخرية المجوّه الرطبة، ويشدد فعل تلك العمليات حينما يتكون منبع النهر من ينبوع قوى التدفق، فحينما تنبثق المياه، تصبح في الحال قادرة على حمل حمولة تلتهمها من جدران النبع وما يجاوره إما بالإذابة أو التحطيم في حالة وجود بعض من الصخور الهشة غير القابلة للإذابة. وينشأ عن النحت الينبوعى تكوين تجويف أو حوض مدرج، يتمزق جانبه الأعلى تراجعياً في المنحدر.

القطاع الطولي للنهر

يقصد به القوس الذي يمثل انحدار المجرى من منبع النهر إلى مصبه، وعلى الرغم من وجود تباين بين القطاعات الطولية لمختلف الأنهار، فإن شكلها العام مقعر نحو أعاليها، وإن تباينت درجات التقعر تبايناً كبيراً، ففي الأنهار الشابة يكون هذا التقعر تقريبى جداً، لأن استمرار القطاع يتقطع بواسطة الشلالات والجنادل ذات الأصل التركيبى والليثولوجى التى تتعاقب مع أجزاء من القطاع تكون أكثر انتظاماً.

وحتى فى الأنهار الناضجة قد يكون قوس القطاع الطولى غير منتظم فقد يعقب جزء منه هيناً جزء آخر شديد الانحدار فى اتجاه المصب، ويحدث ذلك على سبيل المثال حينما يلتقى نهر قليل الحمولة برافد له عظيم الحمولة، فإن ازدياد الانحدار يصبح ضرورياً عقب التقائهما. لكى تتوفر الطاقة اللازمة لتحريك ونقل تلك الحمولة الإضافية التى وردت إلى النهر الرئيسى فجأة.

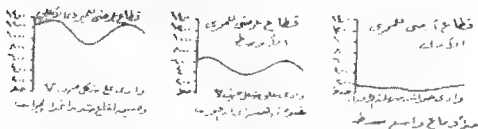
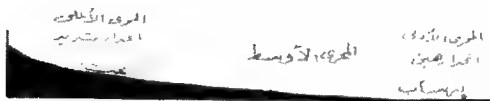
وبجهد كل نهر ويركز نشاطه فى الوصول إلى انحدار عام لمجره، بحيث يكفى هذا الانحدار لإعطاء تيار النهر سرعة تسمح بتوازن عمليات النحت والارساب، فحينما تصل مياه النهر إلى جزء من أجزائه وهى تفتقر إلى مزيد من الحمولة بالنسبة لهذا الجزء من المجرى، فإنها تنحت فى القطاع، وبهذه الوسيلة تضاف المواد المنحوتة إلى حمولة النهر. وتتناقص عملية نحت القاع Degradation فى أدنى هذا الجزء من المجرى بسبب ازدياد الحمولة، فيقل الانحدار بالتدريج، وتبعاً لذلك تخف قوة النحت عموماً على امتداد هذا الجزء إلى أن يصل النهر إلى سرعة معينة تسمح بتوازن بين النحت والارساب بالنسبة لهذا الجزء من المجرى.

وإذا وصلت مياه النهر إلى جزء آخر من مجرى النهر فيه تكون حمولة المياه كبيرة بحيث لا تتناسب مع انحداره وسرعة تياره، فإن الارساب يحدث فى أعاليه، ويقال أن النهر فى هذه الحالة يرسب، ونتيجة للارساب Aggradation يعلو القاع، فيشتد انحدار هذا الجزء من المجرى، وتزداد سرعة تياره بحيث تصبح كافية لمجرد نقل حمولته. وفى كلتا الحالتين نرى أنه حينما يصل القطاع الطولى للنهر بواسطة نحت القاع أو بواسطة الارساب إلى انحدار معين منتظم يكفى لاعطاء النهر مجرد سرعة تكفى لمجرد تحريك حمولته، فإن قطاعه فى هذا الجزء أو ذلك يسمى حينئذ بالقطاع المتعادل Graded Profile، أو بقطاع التوازن Profile of Equilibrium.

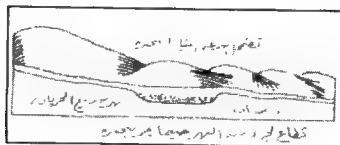
وحين نبدأ من هذا المثال الخاص بجزء أو بآخر من النهر، فإنه من الممكن ولو من الوجهة النظرية، أن نطبق نفس المبادئ والأسس على كل قطاع المجرى النهري من منبعه إلى مصبه. فإذا حدث وتمثلت سرعة التيار وقدرة النحت على جميع المجرى

فإن قطاعه المتعادل يصبح خطاً مستقيماً، وهذا مستحيل، فالنحت قرب المنبع يكون أقل من المتوسط بسبب صغر كمية المياه والحمولة، وهو أيضاً أقل من المتوسط في المجرى الأدنى بسبب عظم الحمولة، بينما يبلغ النحت أقصاه في المجرى الأوسط. وتبعاً لذلك يصير قطاع المجرى إلى ما يشبه القوس، فتكون بدايته مرتفعة عند المنبع، ونهايته منخفضة عند مستوى البحر الذي يصب فيه، والذي يمثل مستوى القاعدة بالنسبة للنحت. وتبدو كثير من الأنهار التي تجري في الميدلاندز Midlands الانجليزية وقد وصلت إلى مرحلة التعادل، ومنها الأنهار التي تصب في بحر الشمال.

ويظل النحت مستمراً ولكن ببطء شديد حتى حينما يصل القطاع الطولي لدرجة التعادل. فالنهر يحمل باستمرار، مهما كان ضعيفاً، قدرًا من المواد ينقلها إلى البحر، وهذه المواد لاشك تشتق من حوض النهر. معنى هذا أن حوضه ما يزال يعاني من فقدان قسم من موارده، وهذه المواد يتم نحتها أساساً من مجراه الأعلى، أي من طرف القوس المرتفع، وتبعاً لذلك فإن قوس القطاع الطولي للنهر يأخذ في الانبساط ببطء واستمرار.



شكل (١٦) (أ) القطاع الطولي للنهر، والقطاعات العرضية للأجزاء الثلاثة من مجراه



شكل (١٦) (ب)

هذا وقد افترضنا أن النهر فوق منحدر أرضى أصلى يتركب من صخور متجانسة فى طبيعتها ودرجة مقاومتها للتعرية حتى يمكننا فهم نشوء القطاع الطولى المتعادل بسهولة. والواقع أن هذه الحالة نادرة الوجود فى الطبيعة. فالأنهار تجرى عادة فوق نطاقات صخرية تتفاوت فى طبيعتها وتركيبها، ومن ثم تتباين قدرتها على نحتها، ومن الممكن أن تظهر وتبرز طبقة صخرية مقاومة عبر الوادى، تسبقها (أعلى منسوباً)، وتلتحقها (أدنى منسوباً) طبقات أخرى لينة، فتتفاوت تبعاً لذلك عمليات النحت النهري، وتنشأ المساقط والجنادل. ويحاول النهر جاهداً للوصول إلى قطاعه المتعادل أن يتغلب عليها بالنحت، فتختفى الجنادل بالتدرج، وتراجع الشلالات.

ويختل القطاع المتعادل أيضاً حينما تعترض مجرى النهر بحيرة، التى تمثل حينئذ مستوى قاعدة محلى للقسم من المجرى الذى ينتهى إليها. وما يزال النهر يلقى فيها بالرواسب ليملاها، وينحت مجراه عند مخرجه منها، وفى النهاية تنصرف مياهها إلى النهر، ثم يوائم النهر نفسه بعد ذلك، ويوازن مجراه خلال الرواسب البحرية وما تحته من أساس صخرى.

أسباب تقعر القطاعات الطولية للأنهار:

كان يظن أن تقعر القطاع الطولى للنهر يعزى لسببين هامين هما:

- ١ - النحت الرأسى قرب المنبع قليل نسبياً بسبب صغر كمية المياه المنصرفة إلى النهر، وبسبب صغر الحمولة اللازمة لتعميق المجرى. كما وأن النحت الرأسى قرب المصب ضعيف أيضاً بسبب قلة الانحدار، وضعف التيار.
- ٢ - النحت الرأسى يبلغ أقصاه فى المجرى الأوسط، لاجتماع عاملين مساعدين هما عظم الطاقة الحركية للمياه، وتضخم الحمولة.

لكن تبين أن السببين غير كافيين لتفسير الشكل الرياضى لقوس القطاع الطولى للنهر. وظهر عاملان آخران يضيفان الكثير لتوضيح نشوء تقعر القطاع هما:

العامل الأول: يكمن فى الحمولة والتصريف المائى.

فرغم أن كمية الحمولة الكلية المنقولة تزداد باتجاه مصب النهر، فإن التصريف النهري يزداد أيضاً بتوالى التقائه بالروافد. وتبعاً لذلك تزداد مساحة القطاع العرضى لمياه النهر Cross - Sectional area، كما يكبر نصف القطر المائى Hydraulic Radius. ومن ثم يصبح النهر أكثر فاعلية، وتتوفر له طاقة احتياطية أكبر لاستخدامها فى نقل الحمولة. وبعبارة أخرى، فرغم أن الحمولة تتضخم، فإن نقلها يتم فوق منحدر يزداد لطفاً بالاتجاه نحو المصب.

العامل الثاني: تغير قوام الحمولة تجاه المصب.

فأجزاء العلوى من النهر يتميز بحمولة تتألف من مواد خشنة، ويتغير قوام الحمولة فتصبح مكوناتها أدق في المجرى الأوسط والأدنى، وهذه يمكن نقلها فوق منحدر يزداد لطفاً كما أسلفنا.

ويبدو أن درجة سحق الحمولة وتفتيتها عامل مهم في التأثير على قوس القطاع الطولى للنهر. وقد أوضحت الدراسات أن السحق وتفتيت الحمولة يتم بسرعة شديدة تجاه منابع النهر، وينضائل بشدة تجاه مصب النهر أول الأمر، وبعد ذلك بالتدريج حتى إذا ما وصلنا للجزء الأدنى من النهر احتفظت الحمولة بثبات قوامها دون تغير. ولعل هذا يساعد في تفسير انبساط Flatness كثير من القطاعات الطولية للأنهار في مجاريها الدنيا، والازدياد الفجائى في انحدرات مجاريها العليا.

وتنتفى هذه العوامل إذا ما حدث تناقص مستمر في طاقة النهر صوب المصب. فمن المعروف أن التصريف المائى وفاعلية النهر زردادان في هذا الاتجاه، لكن الحال قد تتغير كلية إذا ما تناقصت سرعة النهر بشدة في ذات الوقت، وهى عامل رئيسى في تحديد طاقة النهر. وحتى عهد قريب كان يعتقد في ذلك، لأن الفرق يبدو شاسعاً لأول وهلة بين سرعة السيل الجبلى العارم (المجرى الأعلى للنهر) وسرعة المجرى الأدنى المتأنية المترنحة في منعطفات السهل الفيضى المنخفض.

وقد أثبتت الدراسات الحقلية التى قام بها الأمريكيون حقيقة تبدو مدهشة، مؤداها أن معدل سرعة الأنهار Mean Velocity (أى التصريف الكلى بالأمطار المكعبة في الثانية مقسوماً على مساحة القطاع العرضى للنهر) إما أن يبقى ثابتاً أو يزداد قليلاً بالاتجاه نحو مصب النهر.

ويرجع ذلك لسببين:

- ١- التناقص والتلاشى التدريجى لوعورة المجرى بالاتجاه نحو المصب.
 - ٢- كلما ازداد عمق المياه في النهر بالاتجاه نحو المصب، كلما قلت قدرة وعورة القطاع فى إعاقه حركة المياه خلال المجرى.
- معنى ذلك أن الجريان السريع فى الأنهار الجبلية أو فى المجارى العليا للأنهار يبدو مضللاً، لأن أعرفاً من السرعة القصوى نترأى للأعين، دون حركة جرم مياه النهر ككل.

مفهوم التعادل

كان جيلبيرت G. K. Gilbert الأمريكى أول جيومورفولوجى قرر مفهوم التعادل

النهرى بوضوح فى تعريف محدد مؤداه: «أن النهر يصل إلى التعادل حينما يستهلك كل طاقته فى نقل المياه وحملتها باتجاه المصب دون أن يفرض شىء من الطاقة للنحت». معنى هذا أن جيلبيرت يعتقد أن النهر المتعادل غير قادر على تعميق واديه أو تغيير شكل وانحدار قطاعه الطولى بصورة مباشرة. لكنه مع ذلك رأى أن النهر المكتمل الحمولة يستطيع القيام بنحت جانبي، لاعتقاده بأن الماء المتحرك قادر دائماً على التقويض السفلى وغزو الضفاف مهما كانت ظروف النحت والارساب ونقل الحمولة على قاع النهر.

وقد أقر «ديفيز» مفهوم التعادل، لكنه أجرى عليه تعديلات مهمة. فهو لم يقبل القول بأن النهر المتعادل ليست لديه القوة لنحت قاعه، ورأى أن حالة التعادل تظهر مبكرة نسبياً فى الدورة النحتية، عادة عند حلول مرحلة النضج. أما جيلبيرت فيرى، حسب التعريف الأنف الذكر، أن التعادل يأتى فى مرحلة متأخرة نظراً لأن التعادل فى رأيه، يحدد نهاية النحت الرأسى. ويعتقد ديفيز أن الحفاظ على حالة التعادل يستلزم بعض النحت الرأسى فى قاع النهر. وفى هذا المعنى يقول:

«تبعاً للتغيرات المستمرة فى حجم النهر وحملته، خلال الدورة النحتية العادية فإنه يلزم، للحفاظ على حالة تعادل أى نهر، حدوث تغير مماثل مستمر، ولو صغير، فى انحدار المجرى».

ومأدات منحدرات جوانب الوادى معرضة للتراجع باستمرار، والحمولة التى ترد إلى النهر تصغر حجماً وتزداد دقة فى مكوناتها، فإن النهر يتوفر لديه فائض من الطاقة، أى أنه لا يصبح متوازناً، ما لم ينجح فى تخفيض انحدار مجراه بالنحت، ومن ثم يخفض طاقته المتاحة. وتبعاً لذلك يمكن القول أن النهر لكى يحتفظ بحالة التعادل على المدى الطويل، فإنه ينبغي أن يفقد التعادل لفترات قصيرة، وتكون له القدرة على غزو قاعه بالنحت الرأسى.

ولقد ارتضى معظم الجيومورفولوجيين مفهوم التعادل لأنه يفسر كثيراً من الظواهر الخاصة بالنحت والارساب. فالنهر أحياناً ينحت رأسياً، لأنه حينئذ يكون قليل الحمولة Underloaded، وأحياناً ينحت جانبياً، لأنه متعادل Graded، وأحياناً يرسب، حينما يتغير من نهر متعادل إلى نهر كثير الحمولة Overloaded. ومع هذا فإن بعض الجيومورفولوجيين يشكك فى مفهوم التعادل وينتقده ولا يعتقد فى وجوده. والواقع أن الصعوبات الرئيسية تتركز فى إمكانية البرهنة على وجود ذلك التوازن الدقيق، والتعرف على مجرى متعادل فى الحقل. وقد اعتقد ديفيز نفسه أن النهر الذى يخلو من الجنادل والشلالات، وهى الظواهر المثالية لمرحلة الشباب النهرى، هو نهر متعادل. لكن من

الواضح أن هذا الرأي لا ينهض دليلاً نهائياً على وجود حالة توازن بين الطاقة والارساب.

ولقد يظن أن حالة التبادل يمكن الاستدلال عليها بالعثور على نهر لا يقوم بنحت القاع ولا بالارساب، أو بعبارة أخرى نهر يحتفظ بتوازنه فيما بين حالتي قلة الحمولة Underloaded وكثرتها Overloaded والواقع أن المشكلة هنا تكمن في أن بعض الأنهار تنحط رأسياً وتغزو قيعانها من أجل الحفاظ على حالة توازنها أو لاسترجاع حالة التوازن، ويقال لمثل هذا النهر أنه يعادل مجراه بالنحت Degrading، وبالمثل قد يكون الارساب مشيراً لحالة الترسيب Aggradation من أجل الحفاظ على التبادل أيضاً.

ولقد قيل أن بكثير من الأنهار قطاعاً أعلى فيه يكون النحت الرأسى واضحاً جلياً، وذلك نتيجة لأن مياه المجرى تكون قليلة الحمولة Underloaded، وقطاعاً أدنى فيه يسود الارساب وذلك بسبب كثرة الحمولة. وفيما بين هذين القطاعين يوجد، بطبيعة الحال، قطاع ثالث وكامل الحمولة Fully Loaded أو في حالة تعادل. ورغم هذا فلم يتمكن أحد من البحوث حتى الآن من البرهنة على أن التغير من حالة قلة الحمولة إلى حالة كثرتها تحدث على امتداد قطاع نهري أو حتى عند نقطة معينة منه.

ولقد كان كيسيلي Kesseli (١٩٤١) الجيومورفولوجي الأمريكي من أشد المعارضين لمفهوم التبادل. وعرض عدداً عديداً من البراهين التي تدل على استحالة وجود توازن بين طاقة النهر والارساب في أية لحظة معلومة. ذلك لأن الطاقة Energy الكلية للنهر متغيرة للغاية، تبعاً لاختلاف تصريف النهر، وتباين كمياته على فترات قصيرة جداً، بسبب التنوع المناخى بين تساقط وجفاف. وإنه لمن الصعب تصور أن تتغير حمولة النهر وتتبدل بين الكثرة والقلة في تناسق تام مع تلك الذبذبات في طاقة النهر بدون أن يتخلل ذلك فترات تراخى أو ضعف لأى من عمليتي النحت (التقاط الحمولة Pick - up) أو الارساب.

ويعتقد كيسيلي أن الأنهار لا يمكن أن تصبح كاملة الحمولة، فهو يرى أنها قليلة الحمولة Underloaded والسبب في ذلك أن النهر يحتاج لتحريك حبيبات الحمولة من حالة الاستقرار طاقة أكبر من الطاقة اللازمة لمواصلة تحريكها. وبناء على هذا فإذا لم يكن النهر يملك طاقة منذ الوهلة الأولى فإنه لن يستطيع التغلب على مقاومة حبيبات الحمولة المستقرة، وفي مثل هذه الحالة ستكون طاقته فائضة. أما إذا كانت لديه طاقة كافية لتحريك حبيبات الحمولة المستقرة، فإن جزء من هذه الطاقة يصبح في التوازن. هذا بالإضافة إلى مدى توافر الحمولة الذى يؤثر بدوره في قلة الحمولة الدائمة للأنهار.

ورغم هذه الاعتراضات والصعوبات، فإن مفهوم التعادل مازال مفيداً، خصوصاً إذا ما استخدمناه بشئ من المرونة، وعرفناه بشئ من الحرص، كما فعل ماكين Mackin (1948) الذي عرف مفهوم التعادل بالآتي: «النهر المتعادل هو النهر الذي، بما أوتي من تصريف مائي وخصائص مجرى معلومة، يكون انحداره، على امتداد فترة من السنين، بمجرد القدر اللازم لتوفير السرعة Velocity اللازمة لنقل الحمولة التي ترد إليه من أعاليه»، ومن الواضح أن ماكين Mackin، مثل ديفر، يعتبر التعادل حالة وسطى، قد يحيد النهر عنها من وقت لآخر ولمدة قصيرة، لكنه يرجع إليها بعد تلك المدة بإعادة انضباط انحدار المجرى إما بالنحت أو بالارساب.

والواقع أن آراء ماكين لها وجاهتها. فمن المعروف أن بكثير من أودية الأنهار مدرجات جرى نحت أساسها في الصخر، وغطيت بفريشات من الرواسب الغرينية والحصى، وتنحدر تلك المدرجات نحو مصبات الأنهار بمعدلات مماثلة لمعدلات انحدارات مجاريها. ولا يمكن تفسير هذه الظاهرة إلا بالاستدلال على أن انحدار المجرى يتلاءم ويتواءم بدقة مع ظروف التصريف المائي والحمولة، ومادامت هذه الظروف مستقرة لا تتغير فيها، رغم امكانية حدوث اضطرابات ناشئة عن حركة رفع للأرض أو هبوط في منسوب البحر، فإن هذا الانحدار الدقيق يمكن استعادته والحفاظ عليه.

ويرى ماكين Mackin أيضاً أن النهر المتعادل هو «نظام في حالة توازن، وأن أي تغير في أي من العوامل المتكاملة كالتصريف المائي، أو الحمولة أو المناخ ...، لابد وأن يحدث «انتقالاً أو تحولاً في التوازن في اتجاه يمكنه امتصاص تأثير هذا التغير». ويمكن توضيح مقصد ماكين بضرب المثال البسيط الآتي:

فلقد تزداد حمولة نهر فجأة ربما نتيجة لتغير مناخى استلزم سرعة التجوية أيضاً، ومن ثم يحل محل التعادل النهري حالة زيادة الحمولة Overloading وعندئذ تترسب مباشرة كمية من الحمولة الزائدة حينما يبدأ التدفق، مما يسبب شدة في انحدار المجرى. وتبعاً لذلك تزداد طاقة النهر، ويمرور الزمن يتمكن من نقل الحمولة الزائدة. ومن ثم يمكن التغلب على حالة الحمولة الزائدة بواسطة ازدياد انحدار المجرى (بالارساب Ag-gradation للوصول للتعادل) ويسترجع التعادل من جديد.

ويرى كثير من بحاث عمليات التعرية النهرية الحديثين أن «التعادل بالشكل الذي شرحناه من خلال آراء جيلبيرت Gilbert، وديفيز Davis وماكين Mackin غير مقبول وهو حالة لا يمكن لنهر الوصول إليها عملياً. ومع هذا فهم يرضون بإمكانية النهر الوصول إلى حالة تعادل ظاهرية Quasi - equilibrium. وعلى الرغم من أن آراء

«ماكين» تعتبر مقبولة ومفيدة كنقطة بداية، فإنه يعتقد أنه اشتط في تركيز وتأكيد أهمية انحدار المجرى. ويرى ليوبولد وزملاؤه (١٩٦٤) أن هنالك ثمانى متغيرات مترابطة تتحكم في انحدار النهر وشكل المجرى هي: العرض، العمق، السرعة، الانحدار، الحمولة، أحجام مكونات الحمولة، الاضطراب المائى، التصريف المائى. ولابد لأى حالة توازن نهري من اعتبار هذه المتغيرات جميعاً. وأن أى تغير فى واحد منها لابد وأن يؤثر فى كل المتغيرات الأخرى أو فى بعضها. مثال ذلك يمكن تعويض الزيادة فى الحمولة ليس بمجرد تغير فى الانحدار (كما وصفنا فى المثال الذى ضربناه سابقاً) وإنما بتغيير فى عمق واتساع المجرى وفى سرعة النهر مثلاً.

تأثير مستوى القاعدة فى التعرية النهرية

من الحقائق الجيومورفولوجية الثابتة شدة تأثر النشاط النهري بمستوى قاعدة التعرية. وتصب الغالبية العظمى من الأنهار فى البحر، الذى يمثل مستوى سطحه الحد الذى تنتهى إليه عمليات التعرية ولا تتعداه. وتعتبر البحيرات مستويات تعرية محلية مؤقتة للأنهار التى تجرى فيها، ذلك أن مآلها إلى الزوال إما بتصريف مياهها عن طريق النحت الرأسى بواسطة الأنهار التى تنصرف منها، بواسطة الإطماء وحشوها بالرواسب النهرية. وإن من بين مهام النهر فى جهاده من أجل الوصول إلى قطاع طولى متعادل، وبافتراض استقرار منسوب البحر، إزالة كل ما يعترض المجرى من مسارع وجنادل وشلالات وأيضاً من بحيرات.

وتأثير مستوى القاعدة على قطاع التعادل واضح، ذلك أن أمثال هذا القطاع فى أجزاءها الدنيا تكاد تمس منسوب البحر. فانحدرات قطاعات الأنهر تصير لطيفة هينة بصورة تدريجية تجاه المصب، لكنها لا يمكن أن تستقيم فى هيئة أفقية، فلا بد من بعض الانحدار، وإن كان ضئيلاً للغاية، لكى تجرى المياه فى المجرى.

تأثير انخفاض منسوب البحر على القطاع الطولي للنهر

تأثيرات انخفاض منسوب البحر، التى يعبر عنها «بالحركة السالبة»، أكثر تعقيداً وتنوعاً. والنتيجة السريعة المباشرة تتمثل فى إطالة مجرى النهر من خط الشاطئ القديم إلى خط الشاطئ الجديد. ونظراً لأن انحدار الجزء الجديد من المجرى يكون فى العادة أكبر من انحدار الجزء الأدنى من مجرى النهر القديم، فإن هذا الجزء الجديد المضاف يتصف بطاقة نهريّة أكبر وقدرة متجددة على النحت الرأسى، وهذه خاصية من خصائص النهر الشاب. ويؤثر تجديد الشباب Rejuvenation هذا فى مصب النهر، وفى حالة توفر الشروط المناسبة فإن هذا الجزء الجديد من المجرى يعانى نحتاً تراجعياً

باعتباره نقطة تقطع Knickpoint حسبما وصفنا فى موضع سابق. وبمرور الزمن يُعادُ تعادل القطاع الطولى الأسمى للنهر إلى مستوى البحر الجدى (منسوب القاعدة الجدى). ولقد تتكرر هذه العملية عدة مرات، فبتتابع هبوط مستوى القاعدة، وينشأ عن ذلك سلسلة متعاقبة من نقط التقطع. ويظهر فى كثير من الأنهار نقط تقطع عديدة، بسبب التغيرات الكثيرة التى حدثت لمستوى القاعدة أثناء الزمن الرابع، ويفصل كل نقطة منها عن الأخرى جزء من مجرى النهر تعادل إلى مستوى بحر أعلى من مستوى البحر فى وقتنا الحالى.

فلقد حفز وجود هذه القطاعات الطولية النهرية المتعددة الدورة جمهرة الجيومورفولوجيين لتقصي إمكانية تقرير مستويات البحر العالية السابقة بدقة، تلك المناسبة التى ترمز إليها الأرصفة البحرية التحاتية المرتفعة المصحوبة بجروف تحاتية، وخطوط الشواطئ العالية القديمة، وذلك باستقراء أجزاء القطاع المتعادلة. ويمكن القيام بهذه المهمة على نحو تقريبي بالعين المجردة، لكن هناك طريقة علمية هى «الاستقراء الرياضى»، فلقد أمكن الاستدلال على أن قطاعات الأنهر المتعادلة تماثل الأقواس الرياضية إلى حد كبير، عادة بشكل لوغرىمى بسيط. فإذا ما أمكن ابتكار معادلة رياضية لتناسب جزء متعادلاً باقياً من قطاع طولى لنهر، فإنه من الممكن بدقة إعادة بناء كل القطاع السابق واكتشاف ارتفاع مستوى البحر المعاصر.

ولقد استخدم جرين Green (١٩٣٤) عند دراسته لنهر مول Mole المعادلة الآتية:

$$ع = أ - ك لو (ل - م)$$

باعتبار ع ارتفاع المجرى فوق منسوب البحر، أو ك ثابت تتقرر لكل نهر، ل طول المجرى، م المسافة من مصب النهر.

ومع هذا، فقد أثبتت الدراسات العملية نشوء مشكلات معينة عند استخدام الاستقراء، نوجزها فيما يلى:

١- ينبغى أن نعرف أن الأجزاء المتعادلة التى لم يدركها تراجع نقط التقطع بعد، تكون ذات امتداد محدود جداً، ومن الممكن أن تتلائم مع أقواس عدة، باستخدام معادلات تختلف عن بعضها اختلافاً بسيطاً، والتى تعطى عدة مستويات بحرية واضحة. وفى هذه الحالة ينبغى إيجاد وسيلة بواسطتها يمكن تقرير أى المعادلات أصح، إن وجدت. وتستخدم المصاطب النهرية أحياناً كعامل مقرر فى الاستقراء الرياضى، كما أوضح براون Brown (١٩٥٢) فى دراسته لنهر يستويت Yestwyth ففى الشكل تظهر ثلاثة قطاعات قديمة ممكنة مع بقايا مدرجات نهرية ومن الواضح أن

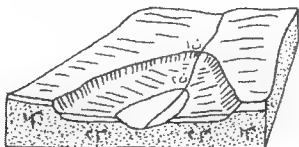
العلوى (أ) مفرط الارتفاع، والسفلى (ج) مفرط الانخفاض، والأوسط (ب) هو المحتمل الصحة.

٢- لكي تستكمل الدراسة الدقيقة لابد من معرفة خط ارتفاع الشاطئ القديم، أو بمعنى آخر الطول الصحيح للنهر القديم. وذلك بسبب الطبيعة المتقاربة للقطاعات النهرية الطولية. ولهذا فإن استخدام الطرق الاستقرائية الرياضية ينبغي أن يتضمن دراسة بقايا الشواطئ العالية والأرصعة البحرية المرتفعة.

٣- عند استخدام الأجزاء المتعادلة لتقريب المستويات البحرية السالفة، يفترض الدارس ضمناً أن تلك الأجزاء لم يصيبها التعديل والتحويل إما بسبب النحت أو الارساب أو كليهما. وبطبيعة الحال هذا الافتراض غير صحيح، ذلك لأن الماء الجارى الذى ينقل حمولة لابد وأن يتسبب فى تعديل مجراه على امتداد فترة طويلة من الزمن.

٤- أنه من الصعب التعرف بدقة على نقطة التقطع والأجزاء المتعادلة الناشئة عن تغيرات فى مستوى القاعدة. ونقط التقطع من نمطين رئيسيين: نمط دورى Cyclic يرتبط بانخفاض مستوى القاعدة، ونمط تركيبى Structural يتصل بمكاشف الصخور الصلدة، والعيوب. وفضلاً عن ذلك فإن نقط التقطع الدورية قد تصادف حاجزاً تركيبياً أثناء تراجعها بالنحت صوب المنبع، وبالتالي تعلق به، فلا يمكن تمييزها عن نقط التقطع التركيبية. وعلى العكس من ذلك، فقد تتراجع نقط التقطع التركيبية، وتشق طريقها تراجعاً خلال الحواجز التى أنشأتها، ومن ثم تماثل بأوضاعها الجديدة نقط التقطع الدورية. وإن كان البعض يشكك فى هذا الاحتمال الأخير ويعتقد بأن نقط تقطع صخور المجرى تبقى مرتبطة بالحواجز التركيبية إلى أن تتحطم بواسطة عملية التعادل.

ولقد يمكن تفادى الخلط بين نقط التقطع الدورية والأخرى التركيبية إذا ما أمكن إجراء مسح لعدد من الأنهر فى مساحة واحدة إما فى حوض واحد أو أحواض منفصلة.



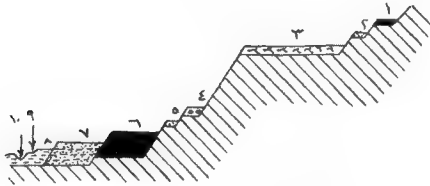
شكل (١٧) يوضح الشكل امكانية الربط بين نقط التجديد المتتالية
١، ٢، ٣ والمدرجات المزدوجة المتعاقبة ١م، ٢م

فإذا ما أمكن إيضاح أجزاء نهريّة متعادلة ومحدودة في اتجاه المصب بنقط تقطع كل تلك الأنهار أو في معظمها، وتم استقرارها لنفس المناسيب البحريّة على وجه التقريب، فإنها حينئذ تكون أقرب إلى الصواب وأبعد من أن تكون ظواهر عشوائية.

تأثير انخفاض منسوب البحر على القطاع العرضي للنهر

تكوين المصاطب النهرية: River Terraces

تأثيرات انخفاض منسوب البحر (مستوى القاعدة) على القطاعات العرضية لأودية الأنهار مهمة للغاية، خصوصاً حينما تكون الأنهار قد بدأت تتثنى في منعطفات تجوّب أرضية الوادي، وتنتشر الرواسب النهرية والحصى فوق السهل الناشئ عن النحت الجانبي، وإن انخفاض منسوب البحر الفجائي يسبب تعميق المجرى، تاركاً بقايا أرضية الوادي السالفة ناهضة في هيئة مدرجات أو مصاطب. وإذا ما تتابع حدوث انخفاضات في منسوب البحر، مع فترات ثبات وتوقف في المنسوب يسودها عمليات تعادل للوادي، تفصل بين كل انخفاض وآخر، فإننا نجد في النهاية سلماً متعدد الدرجات، وتلك ظاهرة تتميز بها معظم الأنهار الكبيرة كنهر النيل والراين.



شكل (١٨) مدرجات الراين عند مدينة بون

- | | |
|-------------------|-----------------------------|
| ١- مدرج بلايوسيني | ٦- المدرج الأوسط |
| ٢- المدرج الأعلى | ٧- المدرج السفلي |
| ٣- المدرج الرئيسي | ٨- المدرج جزيري |
| ٤- المدرج العلوي | ٩- قاع الراين أثناء الفيضان |
| ٥- مدرج أبول | ١٠- مجرى الراين |

وللمصاطب النهرية أنماط، فالمصاطب الناتجة عن تجديد الشباب النهري الناشئ عن هبوط منسوب البحر (مستوى القاعدة) تكون مزدوجة، فهي مصاطب

توأمية متقابلة على جانبي الوادي. أما المصاطب غير المزدوجة أو مصاطب المنعطفات فتنشأ حينما تنحدر الأنهار، التي تتحرك وتنتقل جانبياً، رأسياً باستمرار وثبات، ربما بسبب استمرار انخفاض مستوى القاعدة أيضاً.

هذا وينبغي أن نشير إلى أن المصاطب أو المدرجات النهرية لا تنشأ فقط من انخفاض منسوب البحر أو مستوى القاعدة المستمر أو المتقطع، وإنما تنشأ أيضاً نتيجة للتغيرات المناخية، ويمكن أن تسمى بالمدرجات «المناخية»، فهناك من الظروف المناخية، خصوصاً ظروف مناخ الجليد ومناخ هوامش الجليد، ما يعزز ويقوى وينشط حركة كميات هائلة من المواد الصخرية المجوّه والمنحوتة إلى الأنهار. وتبعاً لذلك تصبح تلك الأنهار كثيرة الحمولة Overloaded وينشأ عن ذلك عمليات إرساب ضخمة. ثم يحدث تغير مناخي يؤدي إلى إنقاص في كميات الفتات الصخري الوارد للأنهار، فتتحول إلى حالة قلة الحمولة Underloading، ومن ثم تنحدر رأسياً وتعمق في تلك الرواسب السالفة، التي تبقى ناهضة في هيئة مدرجات أو مصاطب تدعى أحياناً باسم مصاطب الإرساب الجليدي Glacial Outwash Terraces.

المنعطفات المتعمقة:

قد يشتد النحت الرأسى حينما يتجدد شباب النهر، بحيث يستطيع نحت منعطفاته خلال رواسب سهله الفيضى، بل وخلال الأساس الصخري الذي تركز عليه، فتتخذ المنعطفات مظهراً جديداً، فتقسم جوانبها بشدة الانحدار، وتعرف حينئذ بالمنعطفات المتعمقة Incised Meanders.

ويمكن تمييز نمطين من المنعطفات المتعمقة: منعطفات خندقية Intrenched Meanders، وتبدو جوانبها شديدة الإنحدار، ولكنها (الجوانب) تكون منتظمة متماثلة الانحدار، وهى نمط غير شائع الوجود. ومنعطفات غير متماثلة انحدار الجوانب Ingrown Meanders، وفى مثلها نجد أحد جوانب المنعطف شديد الانحدار، وهو الجانب المقعر، بينما نجد جانبها المحدب (لسان الثنية أو سفحها المعزول Slip - off slope -) هين الانحدار.

وينشأ النمط الأول نتيجة لنحت رأسى سريع فى المنعطفات، سببه هبوط سريع ومستمر فى القاعدة. أما النمط الثانى فيتم حينما ينحدر النهر المنحنى رأسياً لكن بصورة تدريجية، وفى ذات الوقت يوسع منعطفاته بالنحت الجانبى. ولهذا فإن من أهم خصائص هذا النمط الثانى تكوين ما يسمى «لسان الثنية أو السفح المعزول»، الذى تبدو عليه أحياناً مظاهر التدرج Terracing فى شكل مصاطب (وهذه ما سبق وأسميناها

«مصاطب المنعطفات»)، إذا ما كان انخفاض مستوى القاعدة قد تم على مراحل متقطعة، فصلت بينها فترات ثبات واستقرار Stillstands ويمثل هذا اللسان أو السفح الجانب المحدب من المنعطف، بينما يبدو الجانب الآخر المقعر من المنعطف قائم الانحدار بشكل جرف، نتيجة للنحت الجانبي والتقويض السفلي.

ونجد أمثلة المنعطفات المتعمقة في مجرى نهر وای Wye الذى يجرى فى ويلز ويصب فى خليج سفرن Severn إلى الغرب من نهر سفرن. فالنهر يلتوى خلال واد يشبه الخانق، وينحن بشدة فى بعض أجزاء مجراه مكوناً لمنعطفات يقترب شكلها من شكل الأنشوجة. وقد شق النهر مجراه رأسياً فى تلك المنعطفات خلال طبقات الفحم والصخور الجيرية الكربونية فالرملية الحمراء القديمة. وقد قطع النهر عنق المنعطف المتعمق ويهجره. ويتخذ لنفسه مجرى مستقيماً، ويدأب فى نحته وتعميقه حتى يصبح أدنى منسوباً من مجراه القديم فى المنعطف المتعمق المهجور، وهذا ما فعله نهر وای فى مجراه قرب بلدة ريد بروك Redbrook، فقد هجر منعطفاً متعمقاً يقع الآن على منسوب ١٢٠ متراً فوق مستوى المجرى الحالى.

تأثير ارتفاع منسوب البحر

ينشأ عن ارتفاع منسوب البحر الذى يطلق عليه أحياناً تعبير «حركة موجية لمستوى القاعدة» غمر الجزء الأدنى من وادى النهر، وتكوين مصب نهري خليجى فيه يحدث الإرساب النهري. وقد تأثرت كثير من أنهار العالم بالطغيان البحرى بسبب ارتفاع منسوب البحار العالمية فى أعقاب انصهار الجليد البلايوستوسينى، ونشأت كثير من الدالات والسهول الفيضية بالإرساب النهري فى تلك المصببات الخليجية.

الإرساب النهري

يلقى النهر برواسبه حينما تضعف طاقته بأن يقل حجم مياهه أو تتناقص سرعته. ويقل حجم المياه فى النهر فى الحالات الآتية:

- ١- حينما يعبر النهر إقليماً جافاً، فتتعرض مياهه للتبخر الشديد. ويعظم التبخر إذا اتسم الاقليم بالحرارة الشديدة إلى جانب الجفاف الشديد.
- ٢- إذا شق النهر أو جزء منه طريقه خلال منطقة تتركب من صخور مسامية كالصخر الرملى أو الحجر الجيري، فيتسرب قسم من مياهه خلال مسامها.
- ٣- حينما يحل فصل الجفاف، فلا تسقط فى منابع النهر أو فى حوضه أمطار تغذيه بالمياه.

وتتناقص سرعة النهر فى الحالات الآتية:

١- عندما يمر ببجيرة متسعة، فتتوزع مياهه فيها وتضمحل سرعة تياره .

٢- حينما يدخل فى حوض أو سهل فسيح مستوى أو هين الانحدار .

٣- عندما ينتهى إلى مصبه فى بحر أو محيط .

ويلقى النهر بحمولته من المواد الغليظة كالحصى فى أول مرحلة من مراحل الارساب . ويكون إرسابها فى مجرى النهر نفسه أو على جوانبه، ولا يقتصر إرساب هذه المواد الخشنة على جهة معينة من وادى النهر دون الأخرى، ولكن معظمها يتم إرسابه فى العادة فى المجرى الأعلى للنهر . وفى مرحلة أخرى من مراحل الإرساب يلقى النهر بحمولته من المواد الدقيقة ثم الأدق، وينشرها فوق أرض الوادى فى الفترات التى تفيض فيها مياهه، فتتكون بذلك طبقة من الغرين تكون أعظم سمكاً فى المناطق التى تمتد على جانبيه النهر، وهى فى هذه المناطق تبدو على شكل جسور طبيعية .

ظواهر الارساب النهري

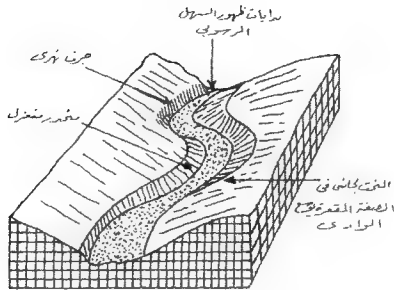
ينشأ عن الارساب النهري تكوين ظواهر جيومورفولوجية مهمة، نوجز دراستها فيما يلى:

السهل الفيضى

يمر تكوين السهل الفيضى Flood Plain بالأدوار الآتية:

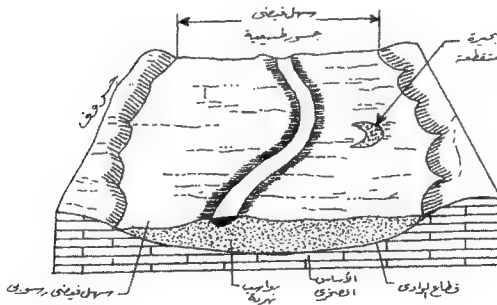
الدور الأول: يتمثل فى عملية توسيع الوادى عن طريق النحت الجانبى، ويتم ذلك فى مرحلة النضج **والدور الثانى** يتمثل فى عملية الارساب التى تحدث على الجوانب المحدبة للمنعطفات، فينشأ عن ذلك ظهور ضفاف أو شطوط ارسابية . ويتوالى تحرك المنعطفات على أرض الوادى، وتتغطى كلها بغطاء من الرواسب . وتبدأ تلك العمليات فى مرحلة النضج النهري . وتستمر فى مرحلة الشيخوخة . **والدور الثالث** يميزه ارساب الغرين والطين على أرض الوادى، ويحدث ذلك حينما يفيض النهر ويغطي على جسوره فينشأ تلك الرواسب على جميع أرض الوادى، وتلك هى العملية الأخيرة فى تكوين ونمو السهل الفيضى .

وتتميز السهول الفيضية عادة بعظم سمك رواسبها، وفى وادى النيل الأدنى على سبيل المثال لم تصل أعمال حفر الآبار رغم عمقها إلى القاعدة الصخرية التى ترتكز عليها الرواسب النيلية . وفى موسم كل فيضان يستطيع النهر أن يوزع طبقة رقيقة من الرواسب الغرينية فوق سهل الفيضى وهى ظاهرة لها أهميتها الخاصة بالنسبة للزراعة



شكل (١٩ أ) بدايات ظهور السهل الفيضي

في أودية الأنهار الكبرى نظراً لأنها تجدد خصوبة الأرض، كما كان بالنسبة لنهر النيل قبل إنشاء السد العالي، وكما هي الحال بالنسبة لنهرى دجلة والفرات والأنهار الآسيوية حيث يعتمد مئات الملايين من السكان على زراعة الأرز.



شكل (١٩ ب) السهل الفيضي بعد تمام تكوينه

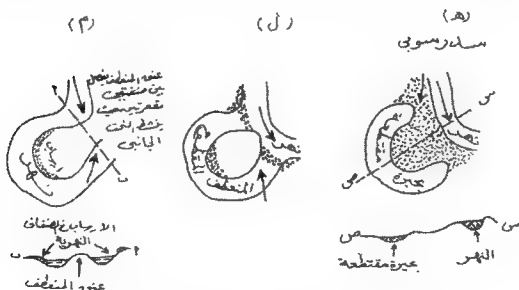
Oxbow Lakes البحيرات المقتطعة

عرفنا أن النهر في مجراه الأدنى يسير مترنحاً فوق سهله الفيضي الفسيح المنبسط .
وتلك ظروف ملائمة لوجود المنعطفات، فتيار النهر يكون بطيئاً، فلا تستطيع المياه
التغلب على ما يصادفها من تكوينات صخرية صلبة، فتضطر إلى تفاديها باللف حولها،
فننشأ لذلك منعطفات «الشيخوخة» وحين ننظر إلى الشكل (٢٠) نجد منعطفاً نهرياً وقد
اقتربت ضفتاه المقعرتان من بعضهما نتيجة انحسار المياه فيهما، ونلاحظ وجود عنق
من اليابس يفصل بينهما نسميه «عنق المنعطف» .

وفي الشكل (٢٠ ل) نجد مياه النهر وقد نجحت بالنحت في اختراق عنق المنعطف مكونة لنفسها مجرى جديداً قصيراً بدلاً من مجرى المنعطف الذي كانت تسير فيه من قبل، ويحدث ذلك غالباً في موسم الفيضان. ويسمى المنعطف حينئذ بالمنعطف المقطوع Cut-off نظراً لأنه قد أفتطم من المجرى النهري.

وفي الشكل (٢٠ هـ) نرى النهر وقد كون سداً رسوبياً يفصل المجرى الجديد عن طرفي المنعطف المقطوع، فيبدو الأخير على شكل بحيرة هلالية الشكل تسمى «البحيرة المقطوعة»، لأنها اقتطعت من مجرى نهر. وبعد تكوينها يظل الارساب مستمراً فوق قاع النهر وعلى ضفافه. فيقطع مستواهما بالتدريج عن مستوى البحيرة المقطوعة. وهذا ما نشاهده في القطاع س - ص.

ويكثر وجود المنعطفات والبحيرات المقطوعة في المجارى الدنيا للأنهار الكبيرة ومثلها نهر المسيسيبي وميكونج (كامبوديا) وهوانجفو (الصين) ، وحين ننظر إلى خريطة



لمجرى النيل فى مصر نلاحظ وجود منعطفات تزداد عددا فى مجرى فرعى رشيد ودمياط. ولكننا لا نرى بحيرات مقطعة فى وقتا الحالى ولا ينتظر تكوينها فى المستقبل، لأن مصر تتحكم فى مجرى النهر فلا تسمح له بالجرى على طبيعته، فهى تعرقل النحت بتقوية الجسور وإقامة الرؤوس من الأحجار فى ضفاف المنعطفات التى يشتد فيها التيار، حتى لا تغطي المياه على الأرض الزراعية. ومع هذا فإنه يتضح من دراسة خريطة محافظة القليوبية أن هناك بحيرة مقطعة كانت متصلة من قبل بفرع دمياط، وهناك قرية تقع فى غربها بينها وبين فرع دمياط تسمى جزيرة الأعجام. ولا شك أن أمثال هذه البحيرة كان موجوداً من قبل، لكنها جفت وسويت وأضيفت إلى الأرض الزراعية.

الجسور الطبيعية وإطماء المجرى

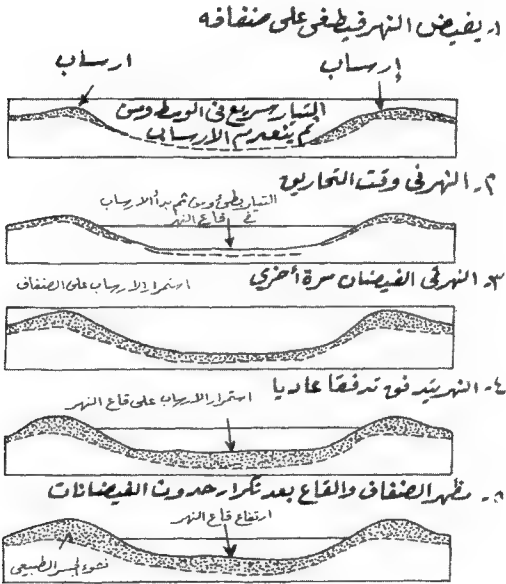
يتم تكوين الجسور الطبيعية وإطماء المجرى (أى رفع قاعه بالارساب) على النحو الآتى:
(أ) يحدث الارساب على ضفتى نهر فى مرحلة الشيخوخة (المجرى الأدنى للنهر) أثناء موسم الفيضان وذلك لبطء سرعة التيار عند جانبيه المجرى. ومع كل فيضان يزداد سمك الرواسب فيرتفع منسوب الضفاف وبذلك تتكون الجسور الطبيعية Natural Levees.

(ب) يحدث الارساب فوق قاع النهر خصوصاً فى زمن التحاريق، ومن ثم يرتفع منسوب القاع.

(ج) ويمرور الزمن ويتكرر الارساب فوق قاع المجرى وضايفه، يصبح النهر وقد ارتفع منسوبه فوق مستوى سهله الفيضى.

وتعتبر مثل هذه الأنهار التى تجرى على منسوب يعلو مستوى سهولها الفيضية مصدر خطر وتهديد لمناطق العمران التى تحف بها. ففي موسم الفيضان العالى قد تجتاح هذه الأنهار جسورها وتغطي المياه على سهولها الفيضية. فتحدث الكثير من التخريب والتدمير. ولقد بذل الكثير من الجهود والمحاولات لتقوية وتوسيع الجسور الطبيعية على امتداد كثير من الأنهار كالنيل ودجلة والفرات، وأنهار إقليم فين Fen فى شرقى انجلترا، والبو Po فى شمال إيطاليا الذى فاض فيضاناً مدمراً فى شتاء ١٩٥١ - ١٩٥٢، ونهر الميسيسى. وهذه المحاولات عادة ما تزيد الأمر سوء لأن النهر يستمر فى الإطماء ورفع قاعه، ومن ثم يزداد ارتفاع منسوبه عن الأرض المحيطة، ويزداد بالتالى خطره. ومن بين الأنهار الخطرة الهوانجو (الأصفر)، وهو الشهير الذى يوصف بأنه مصدر (الأسى للصين) لكثرة ضحايا فيضاناته الخطرة. ففي عام ١٨٥٢ حطم ضفافه

ونقل مصبه مؤقتاً مسافة تقرب من ٥٠٠ كم من شمال شبه جزيرة شانتونج إلى جنوبها. وقد قدر ضحاياه من الغرقى والمفقودين بما يزيد على مليون نفس. وفي عام ١٩٣٨ أثناء النزاع بين الصين واليابان حول مجراه الأدنى إلى الجنوب لأغراض استراتيجية، ولم يعد لمجراه الشمالى حتى عام ١٩٤٧.



شكل (٢١) الجسور الطبيعية واطماء المجرى

وتقوية الضفاف وتعليتها ليست في الواقع عملية ناجحة على المدى الطويل للوقاية من أخطار الفيضان، فهناك وسائل أخرى يمكن اللجوء إليها للوصول إلى هذا الهدف

وهي: زراعة الغابات فوق المنحدرات الشديدة للتحكم في تدفق المياه في أعالي النهر، واستخدام الأودية العليا بمثابة خزانات لحجز مياه الفيضان، وشق قنوات خلال أعناق المنعطفات حتى يستقيم مجرى النهر ويقصر، فيشتد انحداره وتزداد سرعة تياره ومن ثم يقل إرسابه.

وقد واجه الهولنديون صعباً جمة للتحكم في مياه الأنهار، نظراً لأن أرض هولندا تتكون في معظمها من سهل فيضي متحد كونه ثلاثة أنهار هي الراين وفروعه العديدة، والماس (أو الميز) والشيلد (أو إسكوت). وجميعها تجرى بطيئة التيار كثيرة المنعطفات الكبيرة فوق الأرض الهولندية المنخفضة المنسوب (في بعض المناطق دون منسوب البحر)، فضلاً عن فيضاناتها التي تسببها غزارة الأمطار وذوبان الثلوج في مرتفعات وسط أوروبا. ويمثل كفاح الشعب الهولندي لحماية أرضه من غوائل الفيضان وغارات البحر قسماً كبيراً وهاماً من تاريخه. فقد عمل على استقامة المجارى النهرية وفصلها عن بعض، وشق مصبات جديدة لها إلى البحر، وإنشاء السدود ل تخزين قسم من مياه الفيضان لزمن موقوت، وإقامة جسور صلبة بعيداً عن المجارى الرئيسية.

الدالات البحرية

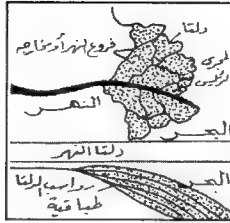
تنشأ الدالات البحرية Marine Deltas من ارساب حمولة النهر وتراكم موادها عند مصبه في بحر أو محيط، وهي على عدة أشكال: فمنها ما يشبه القوس Arcuate أو المثلث كدلتا النيل والكانج والسند وإيراوادي والبو والهوانجو والرون، ومنها نمط مدبب Cuspate كدلتا التايبير (إيطاليا)، ومنها ما يتخذ الشكل الإصبعي الذي يشبه قدم الطائر Bird's Foot ومثلها دلتا المسيسيبي.

وتتكون الدالات في ثلاث مراحل:

في الأولى: يحدث الارساب، ويتفرع المجرى الرئيسى إلى عدة فروع أو مخارج نهريّة تحف بها شطوط وجسور طبيعية، وتنشأ أسنة وحواجز رسوبية، كما تتكون بحيرات ساحلية تفصل بينها جسور طينية.

وهي الثانية: تبدأ البحيرات في الامتلاء بالرواسب، وتتحول بعض أجزائها إلى مستنقعات ضحلة، وتتسع الدلتا ويكبر حجمها.

وهي الثالثة: تصبح الأجزاء القديمة من الدلتا وقد غطتها النباتات الطبيعية ويعلو مستواها تبعاً لذلك، وأيضاً باستمرار الارساب أثناء الفيضان. وتختفى المستنقعات بالتدريج، وتصبح هذه الأجزاء القديمة جافة صالحة للسكن وللإستغلال الإقتصادي.



شكل (٢٢) تكوين الدلتا

وتنقسم طبقات الرواسب التي تتألف منها الدلتا إلى ثلاث مجموعات: أولاًها من أسفل تتكون من المواد الدقيقة التي دفعها تيار النهر وأرسبها في البداية على القاع قبل تكوين الدلتا الرئيسية، وتعرف **بالطبقات السفلي** Bottom Set. ومن فوقها تراكمت بالتدريج طبقات رسوبية مائلة تبعاً لطبيعة الانحدار من اليابس نحو قاع البحر، وتنظم هذه الطبقات بحيث تقع الطبقة الأحدث فوق وأمام الطبقة الأقدم، ومن ثم تتقدم الدلتا باستمرار صوب البحر. وتعرف هذه المجموعة باسم **الطبقات الأمامية** Fore - set، وفي النهاية تتراكم الرواسب الدقيقة ابتداء من الهوامش المواجهة لليابس في شكل غطاء رسوبي يتصل بالساحل الفيضي للنهر مكونة بذلك لما يعرف **بالطبقات العليا** Top set شكل (٢٢).

وتنمو الدالات وتتسع رقعتها على حساب البحر كل عام. وهي تختلف في درجة نموها، فبعضها ينمو أسرع من الأخرى إذا ما توافرت ظروف إرساب أنسب. مثال ذلك دلتا المسيسيبي التي تتقدم في خليج المكسيك بمعدل ٧٦ م كل سنة، بينما تنمو دلتا البو في البحر الإديراتي بمعدل ١٢ م، أما دلتا النيل فقد توقف نموها تقريباً بسبب إنشاء السد العالي.

شروط تكوين الدالات:

ينبغي لتكوين الدالات ولاستمرار نموها توافر شروط معينة هي:

- ١- أن تكون حمولة النهر كبيرة، وهذا يعنى أن تكون التعرية النهرية نشيطة قوية في مجراه الأعلى.
- ٢- أن يكون الجزء الأدنى من النهر في مرحلة الشيخوخة، حتى يكون تياره بطيئاً فيرسب معظم حمولته عند المصب. إذ أن النهر السريع الجريان يستطيع دفع

رواسبه بعيداً في عرض البحر. وهناك حقيقة طبيعية كيميائية تساعد على إرساب المواد عند المصب، مؤداها أن الذرات الصلصالية الدقيقة التي تحملها مياه النهر العذبة فرادى، تتعقد وتتلاحم ببعضها عند اختلاطها بمياه البحر المالحة، ومن ثم يزداد ثقلها فترسب.

٣- أن تكون منطقة المصب هادئة خالية من التيارات البحرية والأمواج العاتية وحركات المد والجزر حتى لا تحرك الرواسب وتنقلها بعيداً عن منطقة المصب. فكثير من الدالات العظيمة قد تكونت ونمت في البحر المتوسط الذي يتميز بضعف حركة المد والجزر وقلة مداها، ومنها دلتا النيل والبو والرون. ورغم هذا فمن الممكن أن تتكون الدالات أيضاً في البحار والمحيطات التي تحدث بها حركة مد وجزر واضحة، ومثلها دلتا الكورادو في خليج كاليفورنيا، ودلتا الكانج ودلتا إيراوادي في المحيط الهندي. فعند مصب كل من هذه الأنهار تحدث حركة مد وجزر قوية، ولكن في كل هذه الحالات يرسب النهر مقداراً من الرواسب يفوق بكثير ما يمكن لتيار المد والجزر إزالته.

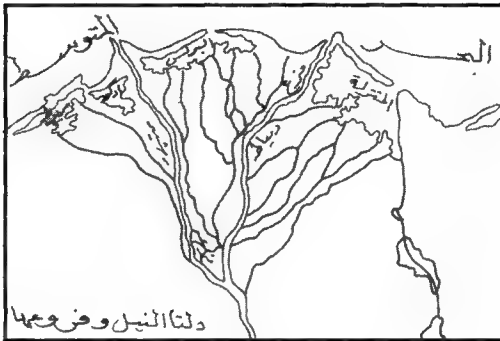
٤- أن تكون البحيرات التي تعترض مجرى النهر قليلة أو معدومة حتى لا يرسب النهر فيها حمولته، فلا يصل منها إلى المصب إلا قليلاً.

٥- أن تكون منطقة المصب ضحلة غير عميقة وغير آخذة في الهبوط، فتنمو الدلتا بسرعة. وتعانى بعض الدالات من هبوط تكتوني بطيء، ومنها دلتا الميسيسيبي. ولكن مقدار الرواسب التي يأتي بها النهر كل عام ويرسبها في منطقة الدلتا أعظم سمكاً من مقدار الهبوط، ولهذا. فإن سطح الدلتا يرتفع باستمرار، كما يزداد تقدمها في البحر عاماً بعد عام.

دلتا النيل:

كانت أرض دلتا النيل في بداية عصر البلايوسين ما تزال مغمورة بمياه البحر المتوسط. ثم أخذت تظهر فوق مستوى الماء تدريجياً بفضل ما كان يلقيه النهر في البحر من تكوينات الحصى والرمال، وبدأ نموها من الجنوب نحو الشمال، وفي أواخر ذلك العصر كانت الدلتا قد كسبت على حساب البحر نحو ٩٠ كم شمال خط عرض القاهرة. وفي العصر الجيولوجي الحديث نمت الدلتا وتقدمت في البحر حتى وصلت إلى مداها الحالي. وتغطي أرض الدلتا حالياً طبقة من الطمي يبلغ سمكها نحو ١٠ م أرسبتها مياه الفيضان ويقدر عمرها بنحو ١٠,٠٠٠ سنة. وتتألف من حبيبات دقيقة من مواد معدنية تختلط فيها الرمال بنسب صغيرة. وترتكز هذه الطبقة على طبقات سفلى أقدم منها

عمرأ. وقد ساعدت كثرة الرواسب التي كان يلقيها النيل عند مصبه بالإضافة إلى قلة المد والجزر في البحر المتوسط على سرعة تكون الدلتا ونموها. وهي دلتا ناضجة تقل بها المستنقعات، وإن كانت البحيرات الساحلية ما تزال تكتنف هوامشها الشمالية، وهي من الشرق إلى الغرب: المنزلة والبرلس وإدكو ومربوط (شكل ٢٣).



شكل (٢٣) دلتا النيل وفروعها

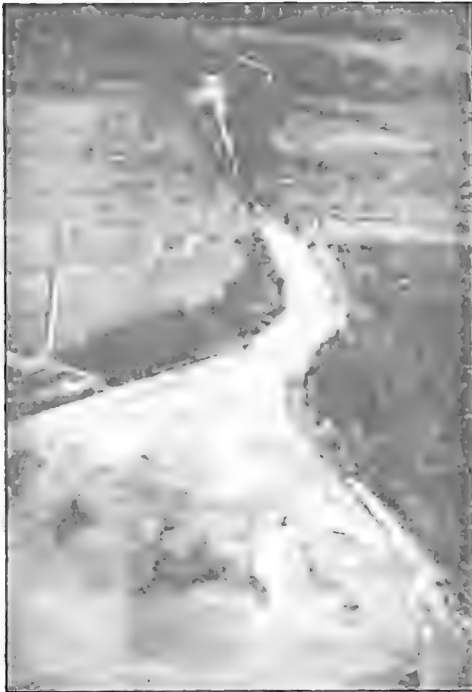
وقد كان يجرى بالدلتا عدة فروع للنيل فيما مضى، وكانت تصب في البحر بسبعة مصبات، ولكنها اندثرت وزالت بالتدريج. ويتفرع النيل حالياً إلى الشمال من القاهرة إلى فرعين رئيسيين هما: فرع دمياط وفرع رشيد. والأول أطول من الثاني، إذ يبلغ طوله من القناطر الخيرية حتى البحر المتوسط ٢٤٢ كم، بينما يقل فرع رشيد عن ذلك بنحو ٦ كم. وفرع رشيد أهم من فرع دمياط في اتساع مجراه وفي مقدار ما يحمله من مياه، فبينما يبلغ متوسط اتساع فرع رشيد ٥٠٠ م، إذ بفرع دمياط يضيق إلى ٢٧٠ م. وتكثر بالفرعين الجزر والمنعطفات نظراً لبطء جريانها، إذ أنهما ينحدران من علو ٢٠ م فقط عند القاهرة على امتداد طولهما حتى البحر.

دلتا الرون:

يتفرع الرون إلى الشمال من بلدة آرل Arles بقليل إلى فرعين هما: الرون الكبير وهو الأهم، والرون الصغير. وهما يحددان معالم دلتاه المثلثة الشكل. ويتميز الفرعان بشدة بطء جريانها، ولذا فهما كثيرًا الإلتواء والإنحناء، فالرون الكبير ينحدر من بلدة

أرل على ارتفاع ١٠,٨ م اسداز بضدأ على امتداد طونه اشاع نحو ٥٠ كم إلى البحر . وقد كان بحرى بالذند هروع قديمه هجرها الماء . ويمكن الإسدلال عليها بواسطة الشطوط والجسور الرملية التي تكثف أرض الدلتا .

وهي من الفرعين الحائسين بفع إقيم كامارح Camargue التي يحطه المستنقعات الصحنة التي سبق اضاعها من البحر . ويعزلت عنه بواسطة الحواجز والكثبان الرملية .



شكل (٢٤) دلتا نهر كاندر البحرية

ولا يزيد عمق مستنقع فاكارى Vaccares عن متر واحد. وقد جرى استصلاح الجزء الشمالي من إقليم كامارج، وزرعت به أشجار السرو والأثل، كما استغلّت أجزاء منه للزراعة الأرز. وإلى الشرق من الرون الكبير يقع سهل كرو Crau، وهو أشبه بمثلث يحتل الزاوية المحصورة بين النهر الرئيسي ورافده دورانس Durance. وتغطي طبقة من الحصى والرمال أرسبها نهر دورانس حينما اتصل بالرون وكونا معاً دلتا متحدة. ويمكن اعتبار سهل كرو مثلاً لدلتا قديمة جافة.

الدالات البحرية Lacustrine Deltas

يرسب النهر قسماً كبيراً من حمولته في بحيرة تعترض مجراه أو ينتهي إليها مصبه. فهو حين يصل إليها يتسع مجال تيار مياهه فجأة فيضعف، ويلقى برواسبه مكوناً الدلتا، ومثلها دلتا نهر كاندر Kander في بحيرة تون Thun بسويسرا (شكل ٢٤). وأوضح منها دلتا الرون في بحيرة جنيف. فبعد أن يمر النهر بمدينة مارتنى Martigny يشق طريقه خلال سلاسل جبال بيرنر Berner Oberland الجيرية في خانق سان موريس الذي يبلغ طوله زهاء ٢٠ كم. والنهر في هذه الشقة من مجراه شديد التدفق سريع الجريان عظيم الحمولة. وعند بلدة Bex يفتح واديه ويضمحل انحداره فجأة. وهنا كان الإرساب يبدأ في بحيرة جنيف التي كانت بلا ريب تمتد فيما مضى حتى بلدة بيكس. وقد ملأت الرواسب جزء البحيرة من هذه الجهة بالتدريج إبان فترات طويلة من الزمن، وهو الجزء الذي يتميز حتى وقتنا الحاضر بوجود المستنقعات. وعلى الرغم من أن يد الإنسان قد امتدت إلى مجرى النهر في هذه المسافة بالتنظيم والتهديب، إلا أنه ما يزال متعدد المجارى Braided حول الجزر الرسوبية. ويكثر بالمنطقة وجود البحيرات المقطعة والمجارى الراكدة التي هجرتها مياه النهر. وما تزال الدلتا دائبة في نموها على حساب البحيرة. ويشاهد التفاوت واضحاً بين مياه النهر التي تبدو بلون رمادي عند مدخله في البحيرة، وبين المياه الصافية عند مخرجه في نهايتها الغربية. وتتضح من الجو أسفل المياه الصافية تلك الشطوط الرسوبية التي تعتبر امتداد الدلتا فوق قاع البحيرة.

وإذا جاز لنا اعتبار بحر قزوين بحيرة كبيرة فيمكننا حينئذ أن نصنيف إلى أمثلة الدالات البحرية تلك الدالات العظيمة التي أنشأتها فيه أنهار الفولجا وأورال وكيورا Kura.

وأمثال هذه البحيرات مهما كبر حجمها مآلها إلى الزوال بدوام الإرساب، سواء منها ما اعترض مجرى النهر أو انصببت مياهه فيها. وقد أمكن الاستدلال على بعض من تلك البحيرات القديمة التي كانت تعترض المجارى المائية فيما مضى والتي امتلأت

بالرواسب وانصرفت مياهها، وأصبحت الأنهار تتدفق في أماكنها خلال مجارى محدودة الجوانب. ومنها بحيرة «السد» التي يقال أنها كانت تحتل رقعة عظيمة من حوض النيل قدرت مساحتها بنحو ٢٣٠٠٠٠ كم٢، وبلغ أقصى عرض لها ٥٣٠ كم، وأقصى طول لها ١٠٥٠ كم فيما بين بلدة شمبي على بحر الجبل وخانق شبلوكة شمال الخرطوم. وكان يصب فيها النيل الأزرق والسويات وبحر الجبل ومجموعة بحر الغزال وبحر العرب. وقد امتلأت بالرواسب التي كانت تجلبها تلك الأنهار، وانصرفت مياهها خلال خانق شبلوكة متجهة نحو الشمال إلى النيل النوبي فالنيل الأعظم.

الدالات المروحية والمخروطية Fans and Cones

وهي تشبه في طريقة تكوينها الدالات البحرية والبحيرية. ولكنها تختلف عنها في أنها تتكون على سطح اليابس. فحينما يتدفق سيل فوق منحدر جبلي ويصل إلى حضيض الجبل ويصادف أيضاً أرضاً واسعة منبسطة، فإنه يلقي بحمولته من الرواسب التي تنتشر فوقها في شكل مروحة، وقد تتخذ الرواسب شكل المخروط إذا كانت الأرض التي انتشرت فوقها الرواسب شديدة الانحدار نسبياً. ويكثر وجود الدالات المروحية والمخروطية في الأقاليم شبه الصحراوية. ففيها تحمل السيول القصيرة العمر كميات كبيرة من المواد الصخرية ترسيها في شكل مروحي أو مخروطي. ومن أمثلتها دلتا خور الجاش وخور بركة بالسودان، والمخروط الضخم الذي كورته السيول الجبلية والذي يتاخم الجانب الشرقي من وادي ماديسون Madison في جنوب ولاية مونتانا بالولايات المتحدة الأمريكية.

وحين يهبط في الأقاليم شبه الجافة عدد من المجارى المائية المتوازية والمتقاربة من نطاق جبلي إلى حضيضه السهلي، يتكون عدد من الدالات والمخروطات المتجاورة، وهذه ما تلبث بمرور الوقت وتوالي الارساب أن تتلاحم وتتحد ببعضها مكونة لسهل رسوبي خصيب Piedmont alluvial plain يعرف باسم باجادا Bagada. ومثله ما يوجد في الوادي الأوسط بكاليفورنيا، حيث استطاعت المسيلات المائية التي تتدفق من المنحدرات الغربية للسييرا نفاذاً حين تسقط عليها أمطار الشتاء الغزيرة، أن تكون عدة مراوح فيضية، اتحدت ببعضها مكونة لسهل خصيب هين الانحدار، وهو يزرع عن طريق الري الصناعي.

وتنشأ المراوح والمخروطات أيضاً في الجهات الرطبة، وذلك حينما تنحدر السيول الجبلية من المرتفعات المتاخمة لنهر رئيسي وتصل إليه. ويحدث هذا على الخصوص حينما تشغل السيول أودية معلقة تتدفق المياه منها إلى القاع الحوضي لواد

جليدى النشأة فتترسب حمولتها فى هيئة مروحة أو مخروط. ويوجد الكثير منها فى وادى الرون وأعلى الآرى بسويسرا، وفوقها تقوم القرى ومحلات الاستقرار لتكون بمأمن من أخطار الفيضان.

ومن المرواح ما هو قديم نشأ فى أثناء أدوار أكثر نشاطاً من النحت والارساب النهري. مثال ذلك ما يشاهد على امتداد الجانب الفرنسى من مرتفعات البرانس الوسطى، حيث توجد مروحة مركبة ضخمة تكونت من اتحاد عدة مرواح، تبدو الآن فى هيئة هضاب قطعتها روافد الجارون والأدور Adour. وما تزال المواد تترسب فوقها مع فيضانات الشتاء والربيع. وقد تكونت أصلاً فى أواخر الزمن الثالث، وازدادت ضخامة واتساعاً فى أثناء الزمن الرابع.

شطوط المصببات الخليجية

تدخل دراسة المصببات النهرية الخليجية التى تتأثر بحركات المد والجزر فى دراسة السواحل والتعرية البحرية، ونحن نشير إليها هنا على أساس أنها مسرح لعمليات الارساب النهري. فكثير من حمولة النهر يتم ارسابها هنا رغم أن المواد الدقيقة يجرفها تيار النهر بعيداً لعدة كيلو مترات فى عرض البحر، كما هى الحال عند مصب نهر الأمزون ونهر الكونغو. ولا تتكون الدالات البحرية أمام مثل هذه المصببات التى تتميز عادة بقوة تيار مياه النهر ويعظم الفرق بين منسوبى المد والجزر، وإنما تنشأ جسور أو شطوط مصيبة Estuarine banks.

وتتوقف طبيعة المواد وانتشارها على عدة عوامل أهمها:

- ١- مدى سرعة تيار النهر وقوة تيارات المد والجزر.
- ٢- شكل المصبب الخليجى، فقد يبدو فى شكل عنق الزجاجة، ومن ثم تغسله تيارات المد والجزر القوية وتكتسح منه الرواسب، كمصبب نهر الميرزى Mersey بغرب إنجلترا (جنوب ليفربول)، أو قد يكون عريضاً مفتوحاً كمصبب نهر دى Dee (غرب إنجلترا جنوب المصبب السابق) فيكون أكثر عرضة للارساب.
- ٣- عامل اصطناعى، فقد تستلزم حركة الملاحة تطهير المصبب من الرواسب وبناء حواجز لتهدئته.

نظم التصريف النهري: النشأة والتطور والشكل

لقد حظيت نظم التصريف النهري ونموها بالدراسات المكثفة، ولم يبخل عليها الجيومورفولوجيون بالوقت والجهد، ومرد ذلك إلى سببين هما:

١- أن نظم التصريف النهري معالم رئيسية في وجه البيئة الطبيعية، بل أن شكل نظام التصريف المائي، واتجاه وتوجيه المجارى المائية التى يتألف منها، والمسافات فيما بينها، كل ذلك يهم فى تقرير شخصية البيئة الطبيعية. ويمكننا فى هذا المجال أن نضرب مثالين متغايرين من البيئات الطبيعية، قد جعلت نظم التصريف النهري شكل كل منهما على نقيض الآخر. فشتان بين بيئة الأرض الوعرة Badland شبكتها المائية الكثيفة التى تتكون من آلاف المجارى المائية والنهيرات، كل منها يحفر لنفسه وادياً أو مسيلاً جبلياً خاصاً، فتبدو البيئة مخددة مخدقة وعرة، وبين بيئة هضبية فسيحة تتألف من الصخور الجيرية، تبدو فى معظمها جافة السطح، لا يقطعها أحياناً سوى نهر كبير، يشغل وادياً عميقاً أو خانقاً.

٢- إمكانية التعرف على التاريخ التحاتى لمنطقة معلومة، عن طريق دراسة نظم التصريف النهري بذات المنطقة. مثال ذلك إمكانية الاستدلال على طبيعة وكيفية نشأة سطح أرض المنطقة التى بدأ فيها ظهور نظام نهري معلوم، وذلك من خلال محاولة استكشاف والتعرف على الشكل الأصلي لذلك النظام النهري. بل أنه بالإمكان تأريخ الأحداث التكتونية العظمى وفترات الطغيان البحرى على الكتل اليابسة فى ضوء دراستنا لنمو وتطور النظم النهرية.

وسنعالج فى دراستنا لنظم التصريف النهري موضوعين رئيسيين هما:

أولاً: نشأة النظم النهرية وتطورها؛ وهذا اتجاه منهجى يودى فى بحثه عن الأصل Genetic Approach إلى الاستدلال على طبيعة وأسلوب نشأة سطح المنطقة التى يجرى بها كل نظام نهري.

ثانياً: شكل النظم النهرية؛ وهذا اتجاه منهجى وصفى Descriptive Approach يستدل من خلاله على شخصية البيئة الطبيعية وملامحها الرئيسية. وفى دراستنا للشكل Form سنستخدم الوصف ثم التصنيف بالطريقتين: الموضوعى والذاتى.

نشأة النظم النهرية وتطورها

تتحدد نشأة وتطور نظم التصريف بواسطة عاملين رئيسيين هما:

١- طبيعة السطح الأصلي الذى استهلكت عليه الأنهار جريانها؛

فمن الطبيعى أن يبدأ نشوء ونمو حوض التصريف النهري بعدد من المجارى الرئيسية تتدفق مباشرة فوق المنحدر صوب البحر، وتتبع هذه المجارى خطوط أشد الانحدارات. ومجارى هذه الأنهار ما هى إلا نتيجة لشكل سطح الحوض واتجاه منحدراته، أى أنها تتبع اتجاه المنحدر، وتبعاً لذلك تسمى الأنهار التابعة Consequents.

ومن الواضح أن نمط التصريف النابع الأصلي هذا سيتباين كثيراً في كثافته وتعقيده، تبعاً لدرجة وعورة وعدم انتظام السطح الأصلي Initial Surface فإذا ما كان هذا السطح ناشئاً عن حركة رفع وإمالة لطيفة لسهل تحاتى بحرى مثلاً، فإن نتيجة الجريان المائى ستكون فى أغلب الظن شبكة من الأنهار التابعة المتوازية Parallel Consequent على وجه التقريب. أما إذا كان السطح ناتجاً من حركات أرضية عنيفة ومعقدة، أدت إلى تكوين بنيات جيولوجية ملتوية، فإن نمط التصريف النهري سيتبع خطوطاً مختلفة، فالأنهار الكبيرة ستجرى على طول محاور الثنيات المقعرة، متتبعه الميل العام لأرضياتها، وتسمى أمثال هذه الأنهار باسم الأنهار التابعة الأولية Primary أو التابعة الطولية Longitudinal. وتصرف مياه جوانب الثنيات المحدبة أنهار رافدية صغيرة، تعرف باسم الأنهار التابعة الثانوية Secondary أو المستعرضة Traverse، وتتصل بالأنهار التابعة الأولية أو الطولية، ومن ثم تنشأ شبكة تشبه الهيكل العظمي للسمكة Fish - bone Pattern.

٢- التركيب الجيولوجي،

وهنا نقصد التركيب الجيولوجى بمعناه الواسع الذى يتضمن الالتواءات، والعيوب، والفواصل، وزوايا الانحدار الطبقي، ثم نوعية الصخر، ومدى تأثير هذا العامل بعناصره المختلفة فى نشأة نظم التصريف النهري وتطورها. وكما سبق وأوضحنا فإن شكل السطح الأصلي مرتبط ارتباطاً مباشراً بالبنية الجيولوجية من أسفله، ففي حالة البنيات الالتوائية سنجد الأنهار التابعة الثانوية، التى تجرى فوق جوانب الثنيات المحدبة لتصب فى الأنهار الطولية، هى أنهار ميل Dip Streams لأن جوانب الثنيات المحدبة ما هى إلا منحدرات ميل أحدث الصخور التى شملتها واحتوتها حركات الالتواء.

معنى هذا أن الصلة وثيقة بين الأنهار التابعة وبين كل من الشكل الأصلي لسطح أرض حوضها ولبنيتها الجيولوجية، وذلك حيثما اتفق الشكل مع البنية، وهنا يمكن القول بأن التصريف النهري متوافق Accordant (مع كل من السطح والبنية). أما حيثما غلب تأثير البنية الجيولوجية فإن نظام التصريف النهري يصبح غير متوافق Discordant مع البنية. ويتضح ذلك فى مثال السهل التحاتى البحرى، فقد يكون فعل البحر قد سوى البنية الجيولوجية التى كانت تحتوى على عدد عديد من الثنيات المقعرة والمحدبة، لكنها لم تعد الآن بعد نحتها بذات تأثير على مجارى الأنهار التابعة.

معنى ذلك أن التركيب الجيولوجى قد يؤثر على أنماط التصريف النهري الأصلية وقد لا يؤثر. لكنه من المؤكد يؤثر على تطور ونمو الأنهار. ولعل أهم ظاهرة فى هذا المجال ظهور ونمو الأنهار التالية Subsequent التى تزداد طولاً، بعملية النحت

الصاعد، على طول خطوط الضعف الجيولوجي، مثل مكاشف الصخور الصلصالية والرملية بامتداد مضارب الطبقات، وتعرف حينئذ بأنهار المضرب Strike - type وحينئذ تتصل بالنهر التابع بزوايا قائمة، ومثل خطوط الفوالق والعيوب، والفواصل الرئيسية، ومحاور الثنيات المحدبة.

وبهذه الطريقة تضاف أنهار تتحكم فيها التراكيب الجيولوجية إلى شبكة التصريف النهري التابعة الأصلية بصفة مستمرة. وسواء أكانت متوافقة أو غير متوافقة، فإنها تتميز باستمرار ازدياد معدلات تكيفها أو انضباطها مع التركيب الصخري Adjustment to Structure وتبعاً لذلك قد تعطى هذه الصلة الوثيقة بين المجارى النهرية وخطوط الضعف الجيولوجي مؤشرات واضحة لمرآح تطور نظام التصريف النهري. فإذا ما كان تكيف التصريف النهري مع التركيب الجيولوجي ضعيفاً، فإن التصريف يكون في هذه الحالة شاباً Youthful، أما إذا كان التكيف بينهما واضحاً جداً، فإن ذلك يدل على نمو نظام التصريف وتطوره خلال فترة طويلة من الزمن، ربما قد قطع خلالها أكثر من دورة تعرية.

ومن أحسن أمثلة التصريف النهري الجيد التكيف نظم التصريف النهري في سهول إنجلترا، حيث تتبع كثير من الأنهار الكبيرة مكاشف صخور ضعيفة على الأقل في جزء أو أجزاء من مجاريها. مثال ذلك نهر السيفيرن Severn الذي يقطع في جزئه الأدنى الصخور الترياسية واللياسية من المارل والصلصال السهلة النحت. ونهر ترينت Trent الذي تكيف في مجراه الأوسط بصخور المارل الضعيفة المقاومة، كما وأن روافد نهر التيمز تتبع مكاشف صلصال أوكسفورد Oxford Clay وفي إقليم الوليد Weald تتخذ أعداد كثيرة من النهيرات الصغيرة مساراتها على طول مكاشف صخور صلصالية.

وقد اتخذ بعض الكتاب، ومنهم ديفيز Davis، هذه الشواهد، وحسبها دليلاً على أن التصريف النهري الحالي في سهول إنجلترا قد نشأ أصلاً من الزمن الثالث، عقب انتهاء فترة الطغيان البحري التي أرسبت أثناءها تكوينات الطبشير بحلول حركة الرفع الواسعة النطاق لأراضي إنجلترا. ومع هذا، فإنه من الصعب التكهّن بصحة هذه النتيجة، نظراً لقلة المعلومات الخاصة بدرجات قدرات الأنهار التالية في إطالة مجاريها والوصول إلى درجة متقدمة من التكيف مع التراكيب الصخرية. فلا بد من معرفة مقدار قوة الرفع ومداها التي أنشأت نظام التصريف النهري ومدى مقاومة الصخور التي تجري خلالها الأنهار بدقة، وظروف المناخ السائدة. ويرى بعض الكتاب أن بعضاً من أنهار الوليد Weald التالية، قد نشأت بالفعل خلال المليون سنة الأخيرة، ومنذ الانحسار البحري الكلابري.

وينشأ عن نمو وتكاثر الأنهار التالية اضطراب وتمزق واسع النطاق بسبب كثرة حدوث عمليات الأسر النهري River Capture لمنايع أو أجزاء من منابع الأنهار التابعة. ويمرور الزمن تبدأ الأنهار التالية تسود، بتزايد مستمر، نمط التصريف النهري برمته، بينما تتضاءل الأنهار التابعة الضامرة المقطوعة الرؤوس، ويصبح تمييزها من الصعوبة بمكان.

كيفية التعرف على تاريخ التصريف النهري

لكي نتعرف على تاريخ التصريف النهري وتطوره، لابد من تحديد خطوط التصريف النهري الأصلية تحديداً صحيحاً. وهناك طريقتان رئيسيتان للوصول إلى هذا الهدف هما:

- ١ - إمكانية التعرف على الأنهار التابعة من خلال عدد من الخصائص والمميزات التي يسهل في العادة استقراؤها والتعرف عليها، وهي التي سنشرحها بعد قليل.
- ٢ - يعتبر الأسر النهري من بين أهم الأحداث في تاريخ التصريف النهري، وأن النجاح في تمييزه وتقويمه وسيلة مفيدة للغاية في حل تفسير مشاكل التصريف النهري.

خصائص الأنهار التابعة

سبق لنا القول أن العامل الرئيسي الذي يحدد مجرى النهر التابع هو منحدر سطح الأرض الذي نشأ فيه ذلك النهر. ومن الممكن في بعض الحالات إعادة بناء الشكل الأصلي لذلك السطح، وتوضيح الصلة الوثيقة بين اتجاه أقصى انحداره وانحدار النهر الحالي. مثال ذلك الأنهار التي تجري في إقليم هامبشير Hampshire فهنا نجد التكوينات الرملية والصلاصالية التابعة للزمن الثالث قد غطيت في معظم مساحتها بغطاء سميك من الحصى التابع للزمن الرابع. وترتكز كل هذه التكوينات على سلسلة من أسطح التعرية التي تتناقص في ارتفاعاتها تدريجياً من نحو ١٢٥ متراً في الشمال إلى مستوى سطح البحر في الجنوب. وتجرى الأنهار الرئيسية في الإقليم متباعدة تماماً انحدار الغطاء الحصوي، رغم أنها قد حفررت لنفسها مجارى تعمقت من خلاله في الصخور الموجودة تحتها والتي تنتمي للزمن الثالث، ونحرت مجاريها في صخور الزمن الثالث، ومن المنطقي ترجيح أن هذه الأنهار قد نشأت أول ما نشأت فوق سطح غطاء الحصى، وأنها أنهار تابعة ترجع في تاريخها للزمن الرابع.

وينبغي أن نشير هنا إلى أن تمييز وتاريخ الأنهار التابعة لا يكون دائماً بهذه السهولة، خاصة إذا ما كانت التراكيب الجيولوجية أكثر تعقيداً، أو حيثما تقطعت أوصال التصريف النهري بواسطة الأسر النهري. ففي منطقة تتألف بينتها من تتابع التنبات

المحدبة والأخرى المقعرة، قد ينظر الباحث إلى كل أنهار الثنيات المقعرة ويعتبرها أنهاراً تابعة طولية، بينما يحسب كل أنهار الثنيات المحدبة أنهاراً تالية. لكن يحتمل أن تكون أنهار الثنيات المقعرة هي الأنهار التالية.

ففي البنيات الالتوائية التي سوتها التعرية، قد نجد الثنيات المقعرة مطابقة لمكاشف الصخور اللينة التي تسهل النحت الصاعد وإطالة الروافد النهرية في اتجاه المنبع، ففي إقليم هامبشير Hampshire الطباشيري الصخور يشيع وجود أنهار الثنيات المقعرة. وقد أمكن الاستدلال على أن بعضها قد شق طريقه على طول محاور الثنيات المقعرة الطباشيرية التي كانت تمتلئ فيما مضى بتكوينات رملية وصلصالية ضعيفة تابعة للزمن الثالث. بينما قد تبين أن بعضها الآخر من النمط العائد Resquent، أي أن أنهار الثنيات المحدبة قد تمكنت من نحر مجاريها إلى مستوى أقل من مستوى نحر أنهار الثنيات المقعرة، فانصرفت مياه الأخيرة إلى الأولى، وأصبحت بالتالي تالية، ويرتبط ذلك بظاهرة انقلاب التضاريس، حينما تصبح المحدبات مقعرات مظهرية والعكس صحيح، فلا تتفق البنية الجيولوجية مع الشكل الأرضي. وقد تعود الأنهار سيرتها الأولى إلى الثنيات المقعرة بأشدداد النحت فيها وقتله في محاور الثنيات المحدبة (جيولوجياً)، وتسمى لذلك بالأنهار العائدة.

ولا تقتصر صعوبة التعرف على هوية الأنهار في الثنيات المقعرة وحدها، وإنما نجدها في أنهار الثنيات المحدبة، التي عادة ما يميزها الباحث في الحقل ويراها بالتأكد أنهاراً تالية. ففي بعض الحالات الشاذة قد تكون هذه الأنهار ذات نشأة تابعة. ويضرب سباركس Sparks لذلك مثلاً بنهر بثنون Béthune الذي يتتبع بالدقة محور ثنية محدبة تدعى برى Bray في إقليم نورماندى Normandy بشمال غرب فرنسا. فلقد انطبع النهر بكل تفاصيله من سلسلة من أسطح التعرية التي تتفق تماماً في انحدارها العام اللطيف نحو الشمال الغربي مع اتجاه انحدار الالتواء.

وعادة ما يؤخذ عدم التوافق النهرى مع التركيب الجيولوجى مشيراً إلى الأصل التابع للنهر. فكما قد رأينا تجزى الأنهار التالية بطول خطوط الضعف الجيولوجى، ومن ثم فهناك توافق تام بين المجارى النهرية وأنماط مكاشف الصخور والالتواءات والعيوب والفواصل، ولهذا فإنه من الصعب أن نتصور أن تكون الأنهار التي تقطع عرضياً سلسلة من الثنيات المقعرة وتلك المحدبة ذات أصل تال. فالأنهار التي تقطع عرضياً، وبشكل غير متوافق، الثنية المقعرة الضخمة لحقل فحم جنوب ويلز، لا يمكن أن تكون أنهاراً تابعة متالية. وتوضح هذه الظاهرة في كثير من أنهار الويلد Weald أيضاً. وسنذكر في موضع لاحق عند الكلام عن الانطباع النهرى Superimposition والنضال النهرى

Antecedence أسباب أن الأنهار التابعة تكون في الأغلب غير متوافقة Discordant مع التراكيب الصخرية.

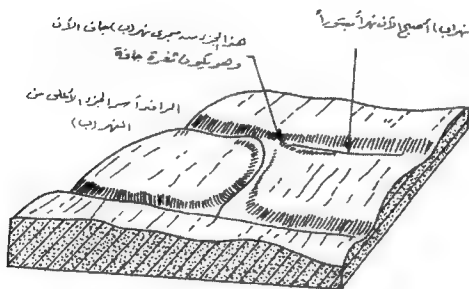
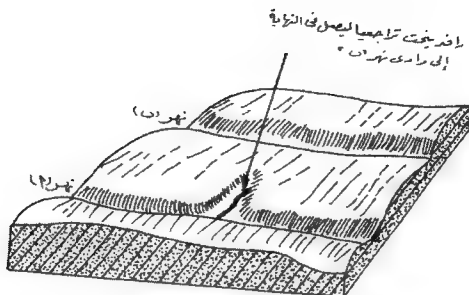
وينبغي أن نشير في النهاية إلى نقطة هامة . فلقد يتضح من عرضنا السابق أنه بينما تعتبر الأنهار غير المتوافقة مع التراكيب الصخرية أنهاراً تابعة، فإن العكس يكون صحيحاً أيضاً، أي أن الأنهار التابعة لابد وأن تكون غير متوافقة، وهذا يخالف الواقع في بعض الحالات . فحيثما يتطابق شكل السطح الأصلي الذي يجري عليه النهر مع التركيب الجيولوجي، فإن التصريف التابع يكون متوافقاً Accordant منذ البداية، ويبقى كذلك تابعاً رغم إمكانية التفتت والتجزؤ بواسطة الأسر النهري .

الأسر النهري

يؤدي نمو النظم النهرية المتجاورة، التي تستقي مياهها من مناطق تقسيم مياه مشتركة، إلى أن يصبح نهر منها أعظم وأقوى من جيرانه، ويمرور الزمن يصبح هذا النهر هو النهر السيد أو السائد Master Stream في المنطقة . وهو يصل إلى عنفوانه هذا عن طريق تراجع منابعه (تراجع خطوط تقسيم المياه) من جهة، وبواسطة تحويل أجزاء من النظام النهري المجاور إلى حوضه من جهة أخرى . وتعرف الظاهرة الأخيرة بالأسر النهري River capture أو القرصنة النهرية River Piracy .

ويحدث الأسر النهري حينما يتمكن النهر السيد الأقوى من دفع خطوط تقسيم المياه ونحرها صعداً، وذلك عن طريق النحت التراجعي أو النحت الصاعد . وما يزال النهر السائد يعمق مجراه، وينحت تراجعياً صاعداً مخترقاً منطقة تقسيم المياه، حتى يصل إلى منابع النهر الضعيف المرتفع القاع فيأسرها، وتتحول مياهها إليه، وتبعاً لذلك تزداد قدرة النهر الأسر السيد . وعند مكان الأسر (أي مكان تحويل المياه إلى النهر الأسر) توجد في العادة حنية واضحة المعالم تعرف بعلامة الأسر أو كوع الأسر Elbow of capture، وينكمش النهر المبتور الرأس Beheaded الذي فقد منابعه، ويصبح أصغر حجماً بالنسبة لواديه، لذا يعرف بالنهر الضامر Misfit، وقد يتضاءل ويقتصر مجرى النهر الضامر، ويصبح منبعه بعيداً عن كوع الأسر، تاركاً جزءاً جافاً من واديه القديم (قبل الأسر) يعرف بالثغرة الجافة Dry Gap (أو ثغرة الريح Wind Gap) .

ويحدث الأسر النهري على الخصوص في أقاليم الحافات المتعاقبة، حيث تستطيع الأنهار التالية المتعامدة على مجارى الأنهار التابعة أن تنحت تراجعياً على امتداد نطاقات الصخور اللينة القليلة المقاومة للتعرية كالصخور الصلصالية، ومن ثم تأسر منابع الأنهار المجاورة، وتتشكل شكلاً من أشكال التصريف النهري يسمى «التصريف المتشابك أو المشبك Trellised»، يبدو هنا على جانب كبير من التعقيد (انظر شكل ٢٥) .



شكل (٢٦) الأسر النهرى

النهر التالى (الذى سيقوم بعملية الأسر) ينبغي أن يكون له انحدار كاف ليصب فى النهر «القوى»، (أ) الذى يرفده، ومن ثم فقاعه لابد أن يكون مرتفعاً، وجزؤه الأعلى الذى سيتصل بالنهر «الضعيف»، (ب) لاشك سيكون مرتفع القاع، حتى ليعلو قاع النهر الضحية (ب). وفى مثل هذه الأحوال يصير الأسر وتحويل مياه النهر التابع (ب) إلى النهر التابع (أ) مستحيلاً.

وهناك مثال طيب لتوضيح هذه المسألة. فاهم نهرين ينصرفان نحو الجنوب خلال

الإقليم الطباشيرى بوسط جنوب إنجلترا هما إيفون Avon وتيست Test، ولا فرق كبير بينهما فى مساحة الحوض وفى حجم التصريف المائى. وتتواجد ظروف مواتية جداً فى منطقة جنوب شرق ساليسبورى Salisbury لكى يأسر نهر تيست نهر إيفون. فلقد تمكن رافد تال لنهر تيست من إطالة مجراه تراجعياً تجاه الغرب صوب نهر إيفون. ويبدو من الخريطة بوضوح الخطر المحدق بإيفون من الأسر بواسطة هذا الرافد. لكن الحقيقة أن الفرصة غير مواتية على الإطلاق لحدوث الأسر فى المستقبل المنظور، لأن الرافد التالى أعلى مستوى من نهر إيفون بنحو ٥٠ متراً.

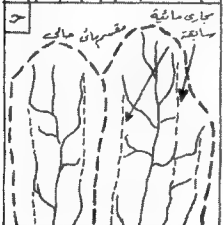
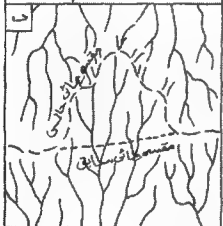
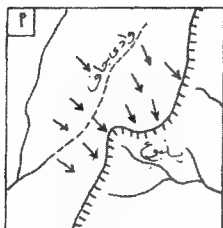
من هذا نرى أنه لكى يحدث الأسر النهري لا بد أن تتاح الفرصة لأحد النهرين لكى ينحت ويعمق مجراه إلى مستوى أدنى بكثير من مستوى مجرى النهر المجاور.

ومثل هذه الفرصة لا يمكن أن تسنح إلا بوجود تضاريس معينة أو ظروف جيولوجية معلومة لا نلاقها فى كل الأقاليم. ونرى أمثلة للأسر النهري من هذا القبيل لكن على نطاق ضيق نوعاً فى جنوب إنجلترا، ويرتبط الأسر النهري هنا بواجهات الحافات، فالأنهار الضخمة تجرى عالية فوق منحدرات الميل الطبقي، ونحراها هنا محدود بسبب الصخور السفلى الصلبة المقاومة، بينما تقل المياه الجارية فيها بسبب تسربها فى الطباشير العلوى الذى تجرى خلاله. وعلى العكس من ذلك تجرى الأنهار الآسرة خلال مكاشف من الصخور الضعيفة عند قاعدة واجهة منحدرات الحافة، ومن ثم فلها ميزة الفرق فى الارتفاع الذى يتراوح بين ٧٠ - ١٠٠ متر. وتستطيع أنهار أسفل الحافة (أنهار تالية) عن طريق النحت الصاعد أحياناً اقتحام الحافة، وتأسر وتحول إليها المجارى العليا لأنها منحدرات الميل.

وهناك أمثلة أخرى للأسر النهري على نطاق أوسع فى الهوامش الشمالية لحقل فحم جنوب ويلز، مهد لها وساعد على حدوثها ظروف بعضها يختص بطبيعة السطح، حيث يشد من أزر النهر الأسر انحدار شديد يساعد على نحت صاعد وتعميق تراجعى مؤثر يفوق النهر المأسور، وبعضها الآخر يختص بخطوط الضعف الجيولوجى كنطاق تكسر، وصخور لينة ضعيفة غير مقاومة.

يتضح مما سبق أن ظاهرة الأسر النهري ليست سهلة التمييز، ويجب عند تمييزها استجلاء أسباب وجيهة لحدوثها، وإظهار الشواهد والأدلة المقتعة لوجودها. ويلزم ذلك على الخصوص فى المناطق التى تتصف بتجانس التكوين الجيولوجى، حيث يندر جداً تواجد ميزة النحر والتعميق الشديدين لنهر دون آخر. ففي الأقاليم التى تركز على نوع واحد من الصخور، سواء كان طباشيرياً أو جيرياً أو رملياً أو صلباً، فى هيئة مستقرة لم يصيبها اضطراب تكتونى بالالتواء أو الانكسار، فإن نمط التصريف المائى لا ينتابه

التغير بمرور الزمن إلا قليلاً. فضلاً عن ذلك، فإن الأسر النهري لا ينبغي النظر إليه كحدث عادي في نضال حقيقي بين الأنهار من أجل البقاء، كما يقول وولدريدج ومورجان Wooldridge and Morgan وإنما



كحادثة استثنائية محددة، وذلك في مناطق الصخور المنفذة، حيث يعاق النحت الصاعد بانخفاض منسوب الماء الباطني، وتمزيق الأجزاء العليا من الأودية.

وتعتقد دراسة الأسر النهري بواسطة التباين في طبيعة الميكانيكية الفعلية لعملية الأسر وتحويل المياه من نهر إلى آخر. ويمكن تمييز أربعة أنماط من الأسر باستخدام المعنى الواسع لمصطلح الأسر النهري. وهذه الأنماط الأربعة كما يلي:

١- الأسر النهري في أبسط صور، وتحويل المياه السطحية في منطقة تتألف من صخور صماء غير منفذة من نهر إلى آخر، أو حيثما يكون منسوب الماء الأرضي مرتفعاً، فيه يحتفظ النهر الضحية (الذي سيؤسر) بجريانه حتى لحظة تحويل مياهه إلى النهر الأسر.

٢- يحدث الأسر النهري عن طريق تجريد النهر المأسور من مياهه بالتسرب ثم التحول تحت سطحياً إلى النهر الأسر الأدنى مستوى ويحدث ذلك في مناطق الصخور المنفذة، فقد يسبق التحويل السطحي من نهر لآخر بتجريد تحت سطحي Underground Ab- traction لمياه النهر الذي سيؤسر، ويكون ذلك من الوضع بحيث أنه قد يجف النهر المأسور ويختفي تحت السطح ابتداء من نقطة التحويل السطحية الممكنة. وباستمرار

شكل (٣٦) أنماط الأسر النهري
(أ) أسر تحت سطحي (ب) هجرة
مقسم المياه (ج) أسر وادي

امتصاص النهر الأسر لمياه النهر المأسور المتسربة من قاعه الأكثر ارتفاعاً، يزداد النهر الأسر قوة وقدرة على النحت، بينما يزداد النهر المأسور ضعفاً على ضعف.

٣- هجرة خط تقسيم المياه، وهذا نوع من الأسر النهري لا يصاحبه علامة من علاماته مثل كوع الأسر أو النهر الضامر.

وهنا ينضم جزء من منابع نهر إلى منابع نهر آخر دون تحويل مجارى سطحية. وتنشأ هذه العملية نتيجة هجرة خطوط تقسيم المياه، وتكون شائعة الحدوث حيثما تتبع نظم التصريف النهري من منطقة تقسيم مياه مشتركة، وتجرى منها في اتجاهات متضادة. وتكثر على الخصوص حيثما كانت المنطقة مكونة من صخور متجانسة ويكون انحدار أحد الأنهار أكبر من غيره وبالتالي يملك طاقة نحت رأسى أكثر فاعلية.

٤- الأسر الجانبي السطحي ويحدث حينما يتجاوز جريان أنهار متوازية. فإذا تمكن أحد هذه الأنهار من النحت والتعميق أسرع من جيرانه الأقربين، ربما لأنه نجح في اقتحام طبقة ضعيفة أو جرى بامتداد خط عيبى أو بطول فاصل، فإن باستطاعته حينئذ أن يوسع واديه جانبياً ويحتوى أنهاراً مجاورة له كما يتضح من الشكل رقم (٢٦ ب).

ولعله من المفيد وقد وصلنا إلى هذا الحد، أن نذكر بإيجاز خصائص العلامات المورفولوجية الناجمة عن الأسر، ونناقش بعضاً من مشاكل التقويم التي ترتبط بهذه العلامات أو الظواهر.

علامات الأسر النهري

هى علامات تدل على حدوث الأسر النهري، وهى ذات الوقت ظواهر تنجم عن نفس العملية. وفيما يلي دراسة موجزة لكل منها.

١- انكواع الأسر Elbows of Capture

إنها أشهر نتائج الأسر النهري. لكن ينبغي أن لا يخطئ إظهارها الباحث في الحقل، وأن لا يخلط بينها وبين انحناء حاد في مجرى النهر، ويسرع إلى تقويم كل انحاء حاد على أنه نتيجة لأسر نهري، فهناك عدد غير قليل من الأسباب التي تلزم الأنهار على الانحناء وتغيير اتجاهات مجاريها بزوايا قائمة أو قريبة من القائمة عدا الأسر النهري. فقد يعكس التغيير في اتجاه المجرى النهري تأثير العوامل الجيولوجية مثل الانكسارات المتعامدة وخطوط الفواصل التي يتكيف معها المجرى النهري.

٢- الأنهار الضامرة Misfit Streams

هي كأكواع الأسر، تعتبر من أهم وأشهر العلامات التي تدل على تحويل مياه نهر، فيزداد ضعفاً ويضمحل، إلى نهر آخر فيزداد قوة وقدرة. لاشك أن عملية الأسر النهري تنتج بالضرورة أنهاراً ضامرة، لكن ينبغي أن نعلم أن الضمور النهري يمكن أن ينشأ عن أسباب أخرى عدا الأسر النهري. فلقد نجد أنهار منطقة بأسرها ينتابها النقص في التصريف المائي بغض النظر عن عمليات الأسر النهري. وتعرف أمثال هذه الأنهار عادة باسم الأنهار «دون الكفاء» Under-fit أو الأقل كفاءة، وتتميز بمنعطفات صغيرة لكن متسعة، في داخل منعطفات أودية أكبر حجماً نشأت فيما مضى حينما كانت الظروف المناخية تسمح بتصريف مائي أعظم قدراً. ولا يستطيع الباحث إلا أن ينتهي إلى أن الأنهار الحالية قد تأثرت بالتغير المناخي الذي أدى إلى قلة في التساقط، وازدياد نسبي في أهمية التبخر والتسرب.

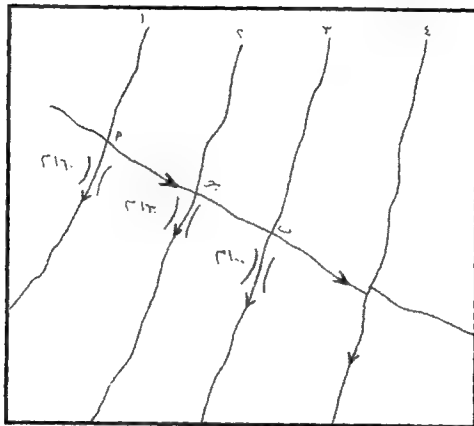
٣- الثغرات الجافة Cols or Wind-gaps

ظاهرة مهمة من الظواهرات المورفولوجية في بيئة الأنهار، وهي ناشئة عن الأسر النهري ومثالية له. وتمثل الثغرة الجافة قسم المجرى النهري الذي تم أسره، وهو الذي يلي المكان الذي حدث عنده الأسر مباشرة، والذي يبقى جافاً عقب تحول المياه إلى النهر الأسر. ويعد وجود هذه الثغرة الجافة دليلاً قاطعاً على حدوث الأسر النهري، رغم ما قد يعترض تفويضها من صعوبات أيضاً. أضف إلى ذلك أن الثغرات الجافة تساعد مساعدة فعالة في استقرار تاريخ التصريف المائي في المناطق التي يتعدد بها الأسر النهري.

ويرى الجيومورفولوجيون كقاعدة عامة أنه إذا لم تكن الثغرة الجافة قد أصابها التعديل والتحويل بواسطة عمليات تعرية أحدث (مصحوبة بإطالة نهر عكسي Ob-sequent خلال الثغرة ابتداء من نقطة الأسر) فإن مقدار ارتفاعها يدل على مدى قدمها. والشكل رقم (٢٧) يوضح نمو نظام تصريف نهري افتراضي، يتألف أصلاً من أربعة أنهار تابعة، ثلاثة منها تقطعت بواسطة نهر تال مهم. وتوضح ثلاث ثغرات جافة على ارتفاع ١٦٠، ١٣٠، ١٠٠ متراً مواضع الأسر النهري كما تظهر أن الأسر قد حدث على الترتيب أ، ب، ج. وقد حدث أولاً أسر النهر التابع (١) بواسطة رافد تال للنهر التابع رقم (٢). وفيما بعد تمكن رافد تال للنهر التابع رقم (٤) من أسر النهر ٣ (ب)، ثم عن طريق رافد تال أو بإطالة نفسه تمكن من أسر النهر التابع رقم ٢ (ج).

ويبدو أن هذا المثال مباشر وواضح المعالم جداً، لكن الواقع أن الأمر يبدو معقداً في

الطبيعة ولايسمح بمثل هذا التقويم السهل، فلقد يكون الفرق في الارتفاع بين الثغرات أقل من ذلك بكثير، ويصبح استخدام بديهية أن الثغرة «الأعلى مستوى هي الأقدم عمراً» خطراً، فقد لا تصح، لأن ارتفاع الثغرة الجافة لا يتحدد بواسطة تأريخ الأسر وحده، وإنما أيضاً بواسطة حجم النهر الذي كان يشغلها فيما مضى .



شكل (٢٧) استخدام الثغرات الجافة في التحقق من الأسر النهرية

فإذا ما حدث أسر لنهرين في وقت واحد، وكان أحدهما أكبر حجماً من الآخر، وبالتالي كان أقدر على نحر مجراه من الآخر فإننا لا نتوقع أن تكون الثغرات الجافة على مستوى ارتفاع واحد. ذلك أن أسر نهر صغير سيتربن عليه تكوين ثغرة جافة أعلى بكثير من الثغرة التي تتكون نتيجة لأسر نهر كبير نجح في نحر واد عميق حتى ولو كانت أقدم منها عمراً.

هذا وتعرض الثغرات الجافة بعد تكونها للطمس بواسطة التجوية وزحف التربة والجريان الغطائي أو غسل المطر. ولهذا فإن ارتفاعات الثغرات الجافة الحالية قد تكون مضللة، خاصة في المناطق التي تتميز باختلاف في طبيعة صخورها ومدى مقاومتها للتجوية والتعرية، مما يتسبب في اختلاف درجات طمس الثغرات. والواقع أن الثغرات الجافة ظواهر سريعة الانطماس، وهي حينما تكون شابة تكون حسنة التحديد واضحة

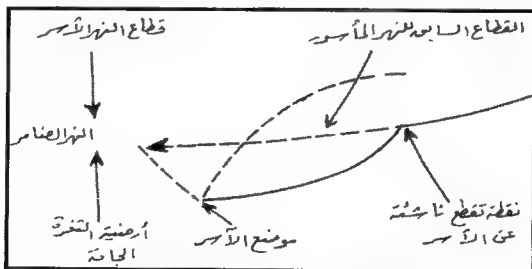
المعالم، وتتميز قطاعاتها العرضية بنفس الخصائص المثالية التي تتميز بها قطاعات الأودية النهرية، فإذا ما تقدم بها العهد سوت التعرية معالمها بالتدريج، وصارت تبدو كخط غائر نوعاً رديء التحديد. وحينما تدخل دورة التعرية آخر مراحلها، تتلاشى معالم الثغرات الجافة مع التخفيض العام الذي يصيب البيئة الطبيعية. ومن الممكن التفريق بين بيئة طبيعية عانت دورتين متتاليتين للتعرية بين عمليات الأسر النهرى التي حدثت في الدورة الأولى وتلك التي تنسب للدورة الثانية أو الحالية وذلك عن طريق وجود أو غياب الثغرات الجافة.

وعلى الرغم من أن الثغرات الجافة ظاهرة تختص بعمليات الأسر النهرى وتنتج عنها، فإنها قد تنشأ نتيجة لعمليات أخرى مثل تراجع الحافات، وأيضاً تلك الثغرات التي يحدثها الجليد في مناطق تقسيم المياه. معنى ذلك أن وجود الثغرات الجافة لايعنى بالضرورة حدوث عمليات أسر نهرى. ولهذا ينبغي البحث عند الدراسة عن الظواهر الأخرى المرجحة للأسر النهرى مثل أكوام الأسر «دون الكفاء».

وإذا ما ساعد الحظ الباحث فإنه سيجد الحصى النهرى محشواً بقاع الثغرة، وحينئذ يزول الشك في أنها كانت جزء من مجرى نهر.

٤- القطاعات النهرية:

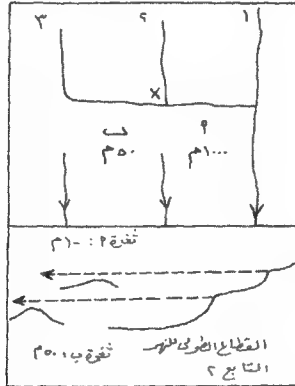
تعطى دراسة القطاعات الطولية للأنهار في الظروف المواتية، شواهد قيمة تفيد في التعرف على الأسر النهرى، كما تعاون في تحقيق تأريخ التصريف النهرى. ولقد سبق لنا أن ذكرنا أن إمكانية النجاح في الأسر النهرى تعتمد على قدرة نهر من نحر مجراه إلى مستوى أدنى بكثير من نهر آخر. وتبعاً لذلك فإن النهر المأسور يتعرض لحظة الأسر



شكل (٢٨) تأثير الأسر النهرى على قطاع النهر المأسور

لتأثير انخفاض فجائي في مستوى القاعدة (وهو هنا مستوى مجرى النهر الأسر). فتتكون حينئذ نقطة تقطع (أو تجديد شباب) Knickpoint على جزء النهر المأسور، تشبه تماماً تلك التي تحدث نتيجة لانخفاض منسوب البحر. وتتراجع نقطة التقطع بالانحدت الصاعد نحو المنبع. ويظل القطاع أعلى نقطة التقطع كما كان قبل الأسر، أى أنه يكافئ جزء النهر المتعادل، ويمكن أحياناً وصل مستوى الجزء العلوى من النهر المأسور بمستوى الثغرة الجافة التي كان يجري فيها النهر قبل الأسر (شكل ٢٨).

ويوضح الشكل رقم (٢٩) نظرياً استخدام هذه الطريقة لتقويم التصريف النهري. ويصور الشكل نمط تصريف نهري يتألف من ثلاثة أنهار تابعة تأثرت بأسرين نهريين، تركا ثغرتين جافتين على ارتفاع ١٠٠ متر و ٥٠ متراً على التوالي. ويتبين من الشكل أن النهر التالي نحت تراجعياً كرافد للنهر التابع (١) ونجح في أسر النهر التابع (٢) وترك ثغرة جافة (أ)، وفي أسر النهر التابع (٣) تاركاً ثغرة جافة (ب).



شكل (٢٩) استخدام القطاع الطولي في التحقق من الأسر النهري

ورغم أن هذا التقويم ممكن لكنه ليس الوحيد، فلقد يمكن القول بأن أول أسر قد حدث للنهر التابع (٢) بواسطة نهر تال هو رافد للنهر التابع (٣) تاركاً ثغرة جافة (أ)، وفيما بعد تمكن نهر تال هو رافد للنهر التابع (١) من أسر النهر التابع (٢)، ومن ثم

تحدد العلامة x موضع أسر مزدوج، ثم واصل عمله وأسر النهر التابع (٣) تاركاً الثغرة الجافة (ب).

وإذا ما كان هذا التسلسل الأخير لأحداث الأسر صحيحاً، فإن الجزء العلوى من النهر التابع (٢) يجب أن يحتوى على نقطتى تقطع أو تجديد Knickpoints يعطوهما جزءان من المجرى متعادلين. وينبغى أن يصطف الجزء المتعادل الأعلى مع الثغرة الجافة (أ) على ارتفاع ١٠٠ متر التى تكونت كجزء من مجرى النهر التابع (٢) قبل بقره، بينما ينبغى أن يكون الجزء المتعادل الأوطأ فى حوالى نفس منسوب الثغرة الجافة (ب) على ارتفاع ٥٠ متراً، مشيراً إلى مجرى النهر خلال الثغرة الجافة عقب الأسر الأول وقبل حدوث الأسر الثانى عند العلامة x.

أما إذا لم يظهر المجرى الأعلى للنهر التابع (٢) سوى نقطة تقطع واحدة، مع وجود جزء متعادل يعطوها، ويقع فى نفس منسوب الثغرة الجافة (أ) على ارتفاع ١٠٠ متر، فإن تتابع الأسر المبسط الذى عرضناه فى البداية يكون أصح، فهو حينئذ الأكثر ترجيحاً.

٥- الحصى؛

إن فحص رواسب الحصى Gravels النهري يكون ذا أهمية فى توصيف الأسر النهري ودليلاً عليه. فإذا ما وجدنا نوعاً معلوماً من الحصى، وفحصناه بتروجرافيا، وتتبعنا منابعه الأصلية، لأمكننا التعرف على صلته بالنهر الضامر المبتور الرأس، وصلته أيضاً بالرأس المبتور الذى تحول وألحق بالنهر الآسر.

أشكال النظم النهرية

يقصد بشكل التصريف النهري الصورة العامة التى يبدو بها النهر بروافده الرئيسية والثانوية. وهناك عدد عديد من أنماط وأشكال التصريف النهري فى مناطق تتباين فيما بينها فى نوع الصخر، وفى التركيب والبنية الجيولوجية وفى نظم المناخ، وفى تاريخ ومراحل التعرية. ولعل من المفيد هنا، ولأغراض الوصف المبسط. أن نصف عدداً من أشكال التصريف النهري الأكثر شيوعاً وانتشاراً، غير أننا يجب أن نشير إلى أن هذه الأشكال قد لانصادفها فى الطبيعة حسب النماذج المثالية التى سنشرحها فى السطور التالية.

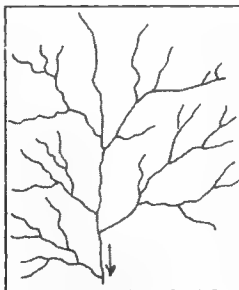
١- التصريف النهري شبه المتوازي Subparallel

وهو أبسط أنماط التصريف النهري على الإطلاق، ويتألف من عدد من المجارى النهرية التابعة، التى تجرى متوازية على وجه التقريب. ويعتبر التصريف النهري شبه

المتوازي ميزة تختص بها المناطق التي تتألف من طبقات صخرية تميل بانتظام، مثلما نجده فوق ظهور الكويستات (منحدرات الميل الطبقي والسطح للكويستات) أو المناطق التي انحسرت عنها مياه البحر بالتراجع في العصر الحديث. وفي كلتا الحالتين لم تسمح الظروف الجيولوجية ولا عامل الزمن بإنماء وتطوير نمط من التصريف أكثر تعقيداً بواسطة عملية التكيف النهري مع التركيب الجيولوجي Adjustment to structure التي سبق لنا شرحها. من هذا نرى أن التصريف النهري شبه المتوازي هو أساساً نمط تصريف أولي Initial أى يمثل مرحلة ابتدائية في التكوين.

٢- التصريف النهري الشجري Dendritic

يبدأ نشوء ونمو أحواض التصريف النهري الشجري بعدد من المجارى الرئيسية تتدفق مباشرة فوق المنحدر صوب البحر. وهذه المجارى ما هي في الواقع إلا نتيجة لاتجاه هذا المنحدر، أى أنها تتبع في جريانها اتجاه المنحدر، ولهذا فإنها تسمى الأنهار التابعة Consequent وفي أثناء نموها تجرى الروافد نحوها، وتتصل بها في أوضاع مائلة، أى بزوايا حادة، كما تتصل بهذه الروافد روافد أخرى ثانوية، وتسمى النقطة التي عندها يلتقى الرافد بالنهر الرئيسى بالملتقى أو الاتصال المتوافق Accordant Junction.



شكل (٢٠) التصريف النهري الشجري

وإذا كانت صخور الحوض متجانسة في طبيعتها وفي مدى مقاومتها للتعرية، فإن كل نهر تابع يصبح مركزاً لنظام تصريف نهري مائل، فيه تلتقى الروافد ببعضها وبالمجرى الرئيسى بزوايا حادة، فيبدو بشكل شجرة متعددة الفروع والأغصان، ولذا

فإنه يعرف بالتصريف النهري الشجري Dentritic، وهو تعبير مشتق من كلمة Dendron اليونانية، ومعناها شجرة.

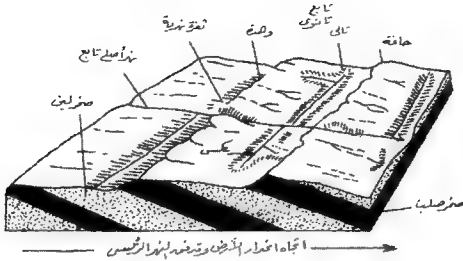
والتصريف النهري الشجري نمط شائع، ويكثر وجوده حيثما كانت الصخور متجانسة، وكانت طبقاتها مائلة ميلاً هيناً، والتضاريس منخفضة نسبياً. وتنبأين كثافة حوض التصريف النهري الشجري تبعاً لعدة عوامل أهمها مقدار نفاذية الصخور، وكمية الأمطار الساقطة وطبيعتها ونظامها، فهذه جميعاً تؤثر في كثافة الجريان السطحي للمياه. ولعامل الزمن أهميته الكبيرة أيضاً. ذلك أن التصريف النهري الشجري يكون في البداية مفتوحاً Open، لكنه يزداد تعقيداً وكثافة كلما أضيفت إليه روافد جديدة عن طريق عملية النحت الصاعد أو التراجعي. غير أن النمط يعود مرة أخرى فيصبح بسيطاً عن طريق ما يسمى التجريد السطحي، وهو نوع من الأسر النهري الجانبي سبق أن أشرنا إليه، إذ تنجح بعض الأنهار في تعميق وتوسيع وديانها جانبياً حتى تصل إلى أودية أنهار مجاورة فتأسرها وتحتويها، وتبعاً لذلك يتناقص عدد المجارى المائية التي تحتويها حوض التصريف النهري الشجري.

٣- التصريف النهري المتشاك أو المشبك Trellised

إذا حدث وكان حوض النهر التابع يتركب من صخور غير متجانسة، وتفاوتت في درجة مقاومتها للتعرية، فإن الروافد التي تنشأ تكون ذات ارتباط وثيق بالتركيب الصخري. وحينما تجرى تلك الروافد على طول مضرب الطبقات أو خط ظهورها Strike فإنها تعرف حينئذ بالأنهار التالية Subsequent. ويزداد طول هذه الروافد أو الأنهار التالية بامتدادها تراجعياً نحو منابعها، عن طريق النحت الصاعد أو التراجعي، كما تتسع أوديتها بالتدرج.

وحينما يتألف حوض النهر التابع من سلسلة نطاقات من الصخور الصلبة التي تتعاقب مع نطاقات من الصخور اللينة، ولكنها تميل في نفس الاتجاه، وتمتد عمودياً على اتجاه منحدر النهر التابع، فإن المجارى التالية تجرى حينئذ على امتداد مضرب الطبقات الصخرية اللينة، وتتصل بالنهر التابع بزوايا قائمة. وتبقى نطاقات الطبقات الصلبة نائكة قائمة في شكل حافات أو تلال طويلة توازي المجارى التالية، ويشقها النهر التابع (الرئيسي) ويجرى عبرها نحو أسفل المنحدر خلال فتحات ذات جوانب شديدة الانحدار تسمى الثغرات النهرية River Gaps (شكل ٣١).

وبالإضافة لذلك تنشأ روافد للمجارى التالية تنحدر إليها من الحافات التلالية الصلبة الصخور المشار إليها. ومن هذه الروافد ما يجري متتبعاً المنحدر الأصلي تجاه البحر (موازياً للمجرى التابع)، وتسمى المجارى التابعة الثانوية Secondary



شكل (٣١) التصريف النهري المتشابك

Consequent ومنها ما يجري على المنحدرات المضادة فتسمى المجارى العكسية Obsequent ويستخدم اللفظ الأخير في ألمانيا وفرنسا وأمريكا بالمعنى الذى أشرنا إليه، أى يطلق على النهر الذى يجرى فى اتجاه مضاد لاتجاه النهر التابع Anti-Consequent أما فى إنجلترا فيطلق أحياناً على النهر الذى يجرى عكس ميل الطبقات Anti-dip.

ونظام التصريف النهري الذى يظهر بهذه الصورة يعرف بالتصريف النهري المشبك أو المتشابك Trillised، وفيه يتشابك ويتلاقى النهر التابع ورافده المستعرضة (أنهار تالية)، والطولية (أنهار تابعة ثانوية وأنهار عكسية) بزوايا قائمة.

ونظام التصريف النهري المشبك شائع، مثله فى الذبوع مثل التصريف النهري الشجرى خاصة فى المناطق التى يتميز سطحها بوجود الأشكال الأرضية المعروفة باسم الكويستات Cuestas، حيث تجرى فوق ظهورها الأنهار التابعة، بينما تجرى الأنهار التالية بموازاة حضيض واجهاتها. ونظام التصريف المشبك نظام «متطور» developed فيه لعبت عملية التكيف مع التركيب الجيولوجى Adjustment to Structure دوراً كبير الأهمية.

ونجد لهذا النمط المتشابك مثلاً واضحاً فى كويستات القسم الشرقى من حوض باريس، الذى يعرف بأرض الحافات والوهاد، حيث يجرى نهر السين وروافده فوق نطاقات صخرية غير متجانسة التركيب، ويتضح نمط التصريف المتشابك أيضاً فى كويستات جنوب شرق إنجلترا، حيث تتعاقب نطاقات من الطبقات اللينة الصلصالية، مع نطاقات من الطبقات الصلبة الجيرية والطباشيرية، وكلها تميل ميلاً هيناً نحو الجنوب

الشرقي، ونتيجة لذلك نشأت أشكال من التصريف النهري المتشابك المعقد، فيه تجرى الأنهار التابعة مع المنحدر العام، وتلتقي بها روافد مستعرضة منشئة لوهاد ووديان عريضة في الصخور الصلصالية. وتبرز الصخور الصلبة في شكل حافات صخرية تنبع منها مجارى تابعة ثانوية ومجارى عكسية.

هذا ويظهر في بعض الأحيان نمط تصريف نهري مشابه للتصريف المشبك في المناطق التي تأثرت بعمليات التواء شبه متوازي مثل نمط التواء الجورا Jura. وفي هذه الحالة يشغل النهر التابع بعناصره الرئيسية ثنية مقعرة أو وهاداً تكونت نتيجة للتعرية في الثنيات المحدبة، بينما ترفده وتنتهي إليه بزوايا قائمة أنهار صغيرة تصرف جوانب الثنيات المحدبة.

٤- التصريف النهري المستطيل Rectangular (في البنيات الإنكسارية)

وهو يشبه في بعض خصائصه نمط التصريف النهري المتشابك. ففي التصريف النهري المتشابك تلتقى الروافد بالنهر الرئيسي بزوايا قائمة على وجه التقريب، وفي النمط المستطيل تتعرج المجارى المائية ذاتها بزوايا قائمة كما تلتقى بالنهر الرئيسي بزوايا قائمة أيضاً. لكن نوع العوامل الجيولوجية التي تحكم في تكوين كل من النمطين مختلفة. ففي النمط المشبك يتمثل السبب في مكاشف طبقات الصخور الضعيفة، أما في النمط المستطيل فإن العامل الجيولوجي المؤثر يتمثل في خطوط ضعف حسنة التحديد كالعيوب والانكسارات والفواصل التي على امتدادها أطالت الأنهار مجاريها بواسطة النحت الصاعد أو التقويض التراجعي نحو المنبع، وأيضاً بواسطة التقويض الينبوعي. وهذا يعني بكل وضوح أنه نمط متطور ساهمت في تكوينه عملية التكيف النهري مع التراكيب الجيولوجية.

ويشاهد هذا بوضوح في مرتفعات اسكتلنده، وفي الهضاب الممزقة بشرق أفريقيا وجنوبها. وحينما تلتقى الروافد بالنهر الرئيسي بزوايا حادة نسبياً، فإن التصريف النهري يدعى حينئذ بالتصريف النهري الزاوي Angular. ومن المجارى المائية التي تجرى على طول نطاقات ضيقة أصابها التصدع نهر النيل في مجراه الأعلى بالهضبة الاستوائية، ونهر الراين شمال بازل فيما بين الفوج والغابة السوداء.

٥- التصريف النهري المتشعب والدائري: (فوق التراكيب المخروطية والقبابية)

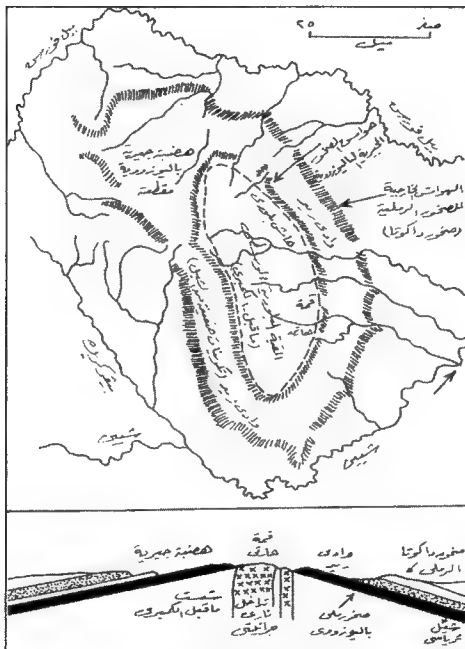
للتراكيب الصخرية المخروطية والقبابية الشكل أهمية خاصة لأنها المسؤولة عن نشوء أشكال التصريف النهري التابع المتشعب Radial Consequent. ويتألف هذا النمط من عدد من الأنهار التابعة تنحدر من قمم المخروطات البركانية أو قباب اللاكوليت والباتوليت فوق منحدراتها إلى أسافلها.

ويظهر التصريف النهري المتشعب واضحاً جلياً فوق منحدرات كثير من المخروطات البركانية المركبة العظيمة كمخروط فوجي ياما، وإتنا، ورينيير Rainier وهود Hood. وقد قطعت المجارى المائية منحدراتها تقطيعاً شديداً، فهي قوية نشيطة بسبب شدة الانحدار على الرغم من أن أحواضها محدودة الرقعة. وتبدأ دورة التعرية المائية فوق مثل هذه المخروطات بأن تغزو المجارى المائية جسم المخروط البركاني بعنف، وتبدو عمليات الاختيار التحاتى بواسطة الماء الجارى فى أجلى صورها. فهذه المخروطات تتركب من خليط من الرماد البركاني والجمرات واللافا، ويختار الماء الجارى أضعفها وألينها فينحره أكثر مما ينحر غيره، وما يزال النهر ينحت رأسياً وجانبياً إلى أن يصل بواديه إلى مرحلة نضج تبدو واضحة على سبيل المثال فى مخروط ماونت شاستا فى مرتفعات كاسكيد، ومونت دور Mont Dore، ويلومب دى كانثال Plomb de Cantal فى إقليم أوفيرن Anvergne بهضبة فرنسا الوسطى. وحينما تقدم دورة التعرية المائية وتصل إلى مرحلة الشيخوخة، ويظهر المخروط البركاني وقد تداعى وتحطم هيكله، ولا يبقى منه سوى العنق الصلد المقاوم للتعرية الذى يتلاشى ويذول هو الآخر فى النهاية.

وهناك أمثلة للتصريف النهري المتشعب نجدها فوق سطوح قباب اللاكوليت والباتوليت التى تنشأ نتيجة للنشاط الجوفى، ومنها لاكوليت هنرى Henry Mount فى ولاية يوتا. ولا تظهر أجسام الباتوليت بشكلها القبابى إلا بعد أن تزيل التعرية الغطاء الرسوبى الذى تحمله فوقها، ومن ثم فإن المرحلة الأولى فى دورة التصريف النهري المتشعب لا تظهر فوق سطحها. وحالما تنكشف وتبرز باعتبارها كتلة جرانيتية مرتفعة عن منسوب الأرضى المجاورة، فإنها تصبح مركزاً لتصريف نهري متشعب. وعادة ما تكون منحدرات الباتوليت هينة، ونظراً لشدة مقاومة الصخور البلورية الصلبة التى يتركب منها الجسم النارى، فإن مجارى الأنهار تكون فى العادة ضحلة رغم شدة النحت، لكنها تزداد عمقاً نحو أسافله حيث يشتد الانحدار. ونشاهد مثلاً طيباً لهذه الظروف فى منطقة دارت مور Dartmoor القبابية فى إقليم ديفون بجنوب غرب إنجلترا، وفى منطقة ليموزان Limosin بشمال غرب هضبة فرنسا الوسطى.

وتتسبب التراكيب القبابية أحياناً فى نشأة نظام آخر من التصريف المائى - عدا التصريف المتشعب - يعرف بالتصريف الدائرى Annular حول قاعدة القبة، ويبدو ذلك جلياً فى منطقة التلال السوداء فى ولايتى داكوتا الشمالية وايومنج. وقد كانت التلال أصلاً أشبه بقبة مستطيلة الشكل تتوسطها كتلة جرانيتية متداخلة تحف بها صخور متحولة من الشست، وكانت تغطيها طبقات الصخور الجيرية والرملية. وقد عمل نهر

شين Cheyenne وروافده (تصريف متشعب) على نحت القبة وتقطيعها، ويمكن من الكشف عن كتلتها البلورية الوسطى، وبقيت مخلفات الغطاء الرسوبي القديم المتآكل على جوانبها مكونة لهضيبات تكتنفها الحافات الشديدة الانحدار. وتجري الأنهار في مجارى دائرية حول القبة متوافقة مع مضارب تلك التكوينات الضعيفة ومشكلة لما يعرف بالتصريف النهري الدائري (شكل ٣٢).

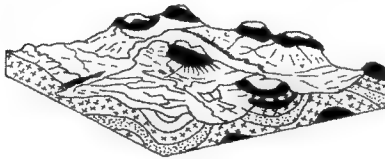


شكل (٣٢) قبة التلال السوداء المتقطعة في داكوتا الجنوبية
تصريف نهري متشعب ودائري

٦- التصريف النهري العائد (فوق البنيات الالتوائية):

تتألف النطاقات الالتوائية من ثنيات مقعرة وأخرى محدبة. ويحدث حينما يجرى نهر تابع طولى أصلى على امتداد ثنية مقعرة أن تتصل به روافد تنحدر إليه متعامدة عليه من فوق منحدرات الثنيات المحدبة الممتدة على كلا جانبيه. وتعرف هذه الروافد بالأنهار التابعة العرضية (الجانبية) Transverse Consequent وتتحث هذه الروافد القوية النشطة مجاريها وأوديتها بسرعة، وقد تتمكن في النهاية من نقويض وهدم قمم الثنيات المحدبة، يساعدها ويشد من أزرها حقيقة أن محاور الثنيات المحدبة تكون عادة أضعف من الوجهة التركيبية من محاور الثنيات المقعرة، نظراً لأنها تعرضت أكثر لعمليات الضغط والشد. وفي نفس الوقت تنشأ روافد للمجاري التابعة العرضية تسمى بالمجاري التالية الطولية Longitudinal Subsequent تجرى موازية للنهر التابع الطولى الأصلى الذى يجرى في حوض الثنية المقعرة.

وتدأب هذه الروافد في نحت مجاريها رأسياً على امتداد محاور الثنيات المحدبة مكونة لحافات صخرية تطل على المجرى. وما تزال هذه الحافات تتراجع بفعل التعرية تدريجياً وتتسع بذلك أودية الروافد على حساب الثنية المقعرة المجاورة. فيضمحل بذلك النهر التابع الطولى الأصلى الذى يجرى على امتداد تلك الثنية ويقل نشاطه. في الوقت الذى فيه ما يزال نهر الثنية المحدبة (التالى الطولى) مستمراً في النحت الرأسى والجانبى، حتى يصبح على منسوب أدنى من منسوب وادى الثنية المقعرة، فيزداد حجمه ونشاطه، بينما يضمحل وادى الثنية المقعرة وقد يتلاشى ويذول في النهاية. وتبقى حينئذ مخلفات الثنية المقعرة في هيئة حافة أو قمة جبلية (شكل ٣٣).

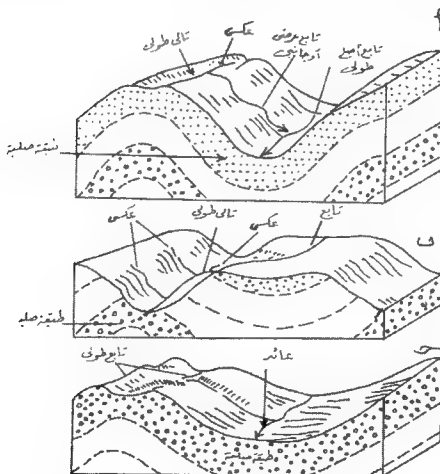


شكل (٣٣) تكوين جبال الثنيات المقعرة نتيجة للتعرية النهرية

وليست هذه في الواقع نهاية المطاف، إذ أن التعرية تستمر في عملها، وتناضل في سبيل تحطيم حافات الثنية المقعرة، حتى تتمكن في النهاية من إزالتها وتكوين سهل تحاتى Peneplane. وإذا ما حدث وتجددت حركات الرفع، وهي ظاهرة شائعة

الحدوث، فإن الأنهار الرئيسية في المنطقة تحت من جديد على امتداد الثنيات المحدبة السابقة، وإذا ما انفق ووجدت فيها طبقات صخرية مقاومة فإن النهر قد يضطر إلى تفاديها، فينقل مجراه جانبياً صوب الثنية المقعرة ومن ثم يحطم بقاياها كلية. وقد يصل النهر في انتقاله الجانبي إلى مجرى الثنية المقعرة القديم الأصلي (النهر التابع الطولى) فيعود إليه متتبّعاً معظم امتداد مجراه، مثل هذا النهر يعرف حينئذ بالنهر العائد-Res-equent. وهذه الظاهرة شائعة الحدوث في النطاقات الالتوائية القديمة. ففي حوض هامبشير بجنوب إنجلترا نجد نهر إبل Ebbles وقد مر بهذه الدورة. فهو يجرى الآن خلال ثنية مقعرة قد هاجر إليها متتبّعاً مجرى نهر تابع قديم.

ويمكن أن تتبع تطور النظام النهري العائد بالاستعانة بالشكل (٣٤ أ، ب، ج) ففي الشكل (٣٤ أ) نرى ثنيتين إحداها محدبة والأخرى مقعرة، ويميل محوراهما عن الخط الأفقى في اتجاه معين، وعلى سطحهما الأصلي تجرى المياه صوب البحر. وفي



شكل (٣٤) نشوء التضاريس المقلوبة والتصريف النهري العائد فوق تراكيب صخرية التوائية

المرحلة الأولى (شكل ٣٤ أ) نجد النهر الرئيسى التابع يسير مع ميل محور الثنية المقعرة، وفي الوقت نفسه تجرى الأنهار التابعة العرضية على جانبي الثنية المقعرة متجهة إليه. ونظراً لأن قمة الثنية المحدبة تكون ضعيفة بسبب تأثرها الشديد بقوى الالتواء، فإن نهراً تالياً ينشأ وينحت في تكويناتها ويتخذ نفس اتجاه ميل محورها نحو البحر، بينما تتكون مجارى عكسية تنصب فيه من الحافتين المشرفتين عليه.

وفي الوقت الذى ما يزال فيه النهر التابع ينحت الطبقة الصخرية الصلدة ببطء، نرى النهر التالى قوياً نشيطاً يواصل تعميق واديه وتوسيعه حتى يصبح أدنى منسوباً من النهر التابع، وتصبح له السيادة شكل (٣٤ ب). وقد يحدث بعد ذلك كما نرى الشكل (٣٤ ب) أن يعرقل نشاط النهر التالى ظهور طبقة صخرية صلبة، ومن ثم يبطئ في تعميق مجراه في الوقت الذى فيه يواصل النهر التابع الطولى نحره لمجراه، وفي النهاية نرى التصريف النهري في المنطقة وقد عاد إلى ما يشبه مظهره الأصلي (قارن شكل ٣٤ أ، ب، ج).

ونجد العديد من أمثلة التصريف النهري العائد في المناطق الالتوائية الهرسينية في أوربا. ففي جنوب غرب أيرلندا عاد التصريف النهري إلى بطون الثنيات المقعرة الأصلية التي تتركب من صخور كربونية ضعيفة، وتكتنفها حافات صخرية محدبة تتركب من صخور رملية قديمة مقاومة. وبالمثل نجد التصريف النهري العائد واضحاً في غربي بريطانيا في شمال غرب فرنسا، حيث يجرى نهر أولين Aulune في حوض يمثل ثنية مقعرة أصلية قديمة نحو خليج بريست، وتكتنفه في الشمال وفي الجنوب حافات صخرية صلبة تمثل بقايا محددات قديمة أكلتها التعرية النهرية، ثم هجرتها إلى الثنية المقعرة بعدما ظهرت الصخور البلورية المتداخلة القديمة.

وتظهر في مرتفعات أبلاش أمثلة رائعة لمراحل التصريف النهري العائد. ففي النطاق الذى يعرف بأقليم الحافة والوادي Ridge & Valley الواقع بين هضبة أليجاني - كمبرلايد (المقطعة بواسطة التعرية النهرية) في الغرب، وقمم الحافة الزرقاء البلورية في الشرق، نجد الكثير من الثنيات المحدبة والمقعرة تمتد متوازية، وتختفي وتعود إلى الظهور فوق مساحة كبيرة، وقد وامت النظم النهرية نفسها بهذه الخطوط التركيبية القديمة، فحفررت لنفسها أودية على طول محاور قممها المحدبة، وخفضت منسوبها، بينما نجد الثنيات المقعرة التي كانت قديماً في هيئة أحواض أو أودية التوائية تبدو الآن في هيئة جبلية (انظر شكل ٣٣) وفي نفس النطاق نرى بعض الأنهار وقد هجرت، في دورة ثنائية لاحقة، محاور الثنيات المحدبة السالفة وعادت إلى الثنيات المقعرة، وفيما بينها تخلفت حافات طويلة ومستقيمة تتركب من صخور صلبة رملية وكوارتزية يقطع اتصالها أودية عرضية وثغرات جافة وثغرات مائية.

٧- التصريف النهري المركزي Centripetal

ويتكون هذا النمط من التصريف من عدد من المجارى المائية تلتقى فى أرض حوضية الشكل، وتتجه نحو أعرق أجزائها هابطة من الأراضى المرتفعة المحيطة، وهو نمط تخلص به كثير من الصحارى التى تتميز بالبيئات الحوضية ذات التصريف المائى الداخلى، مثل منخفضات صحراء مصر الغربية.

٨- التصريف النهري الشائك Barbed

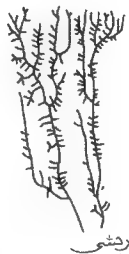
وهو قليل الشيعوع والانتشار، ويقتصر وجوده فى الأجزاء العليا من أحواض التصريف المائى. وفيه تلتقى الروافد بالنهر الرئيسى بزوايا حادة جداً. ويبدو أنه متعدد الأسباب، فتشارك فى تكوينه عمليات الأسر النهري، وعمليات رفع تكتونية هينة، علاوة على إمكانية تأثره بفعل الجليد فى المناطق التى تأثرت وتتأثر بفعل الجليد.

٩- التصريف النهري المشوش (المقلقل) Deranged

وهو تصريف نهري «أصلى أو أولى، بالدرجة الأولى، رغم ما قد يوحيه الاسم من تعقيد، ويوجد حيثما لم يتوفر الزمن الكافى لاكتمال نموه، فهو حديث التكوين وتبعاً لذلك فإن المجارى المائية فى هذا النمط تتميز بعدم انتظام اتجاهاتها وكثرة تعرجها وانفئاتها، وكثيراً ما تخترق مناطق فسيحة تغطيها المناقع والبحيرات. وتزداد الأنهار الرئيسية مجارى قصيرة صغيرة الحجم.

ويوجد التصريف النهري المشوش بشكل مثالى فى الأراضى المنخفضة التى أصابها فعل الجليد، حيث نجد نظام التصريف النهري السابق للتجلد قد انطمت نتيجة للثحت الجليدى من جهة والارساب الجليدى من جهة أخرى، خاصة إرساب الغطاءات التلالية من الصلصال الجلاميدى والرمال والحصى. وفوق هذا السطح المشوش غير المنتظم الذى تركه الجليد بعد انصهاره، يظهر نمط تصريف مائى جديد، هو هذا النمط المشوش الذى يتميز بأنهار قصيرة تجرى فى مجارى غير منتظمة خلال أراضى حوضية مستنقعية تتركبها البحيرات.

هذا وينبغى أن نشير هنا إلى أن دراستنا لأنماط التصريف النهري وأشكاله إنما هى دراسة وصفية تصويرية رغم أننا كنا نضطر أحياناً إلى اللجوء للتفسير إلى أصل النشأة، ولهذا فإننا هنا قد لا ينبغى أن ندرس نظامى التصريف النهري المناضل والمنطبع، فدراستهما تدخل ضمن دراسة الأصل والتطور، فضلاً عن أن عملية الإنطباع النهري قد تحدث لبعض أو كل أنماط التصريف النهري التى شرحناها آنفاً. ولقد تصح دراستهما تحت العنوان التالى:



شكل (٢٥) أنماط من التصريف النهري

نظم التصريف النهري غير المتوافق مع التراكيب الصخرية

التصريف النهري العشوائي

يتضح من الدراسة السابقة أن أشكال التصريف النهري التى سبق أن ناقشناها تبدو متوافقة Conformable مع التراكيب الصخرية. ويحدث أحياناً أن نجد أشكالاً من التصريف النهري لا تتبع نظم التراكيب الصخرية، ولا تنشأ على صلة أصولية متوافقة معها، ويطلق على مثلها التصريف النهري التلقائى أو العشوائى Inconsequent أو غير المتوافق Non-Conformable أو Discordant، وينشأ هذا النمط المعقد الذى فيه تنشق الأنهار مجاريها فى النظم اللتوائية غير مبالية بثباتها المقرة والمحدبة بالطرق الآتية:

١- حينما يأسر نهر يجرى على امتداد جانب ثنية محدبة نهراً آخر يجرى موازياً له على الجانب الآخر من الثنية. وعلى الرغم من أن عمليات الأسر هذه قد تحدث أحياناً، فإنها لا يمكن أن تفسر نمط التصريف النهري التلقائى فوق إقليم فسيح.

٢- بواسطة تأثير الجليد الذى قد يعمل حين يملأ المجرى المائى على تحويل اتجاهه.

٣- عن طريق النضال أو السبق النهري Antecedence حيث يجاهد النهر المنافض أو السالف أو السابق Antecedent وينشط فى شق مجراه خلال أرضه الآخذة فى الارتفاع التدريجى. ويحدث عقب نشأة التصريف المائى التابع، أن تنشط الحركات الأرضية الرافعة، وتؤدى إلى تغيير جوهري فى التركيب الصخرى الأصلى الذى يغذى التصريف النهري التابع. فإذا ما كانت تلك الحركات سريعة وقوية، فإنها تنجح فى تمزيق نظام التصريف المائى الموجود، وتعطى الفرصة لنشأة نظام تابع جديد، يرتبط ارتباطاً وثيقاً بشكل وتوجيه التراكيب الجيولوجية الجديدة. فإذا ما كانت الحركات متراخية مخطولة وهينة، فقد يتمكن التصريف النهري الأصلى من الحفاظ على شكله بواسطة النحت والتعميق فى التراكيب الجديدة الآخذة فى النمو. وتعرف هذه الظاهرة بالتصريف السالف أو السابق أو المناضل Antecedent Drainage. وفى هذه الحالة يجرى النهر السالف (أى الذى سبق وجوده قبل حركة الرفع) فى واد لا تربطه أية صلة بالتراكيب الجيولوجية الحالية. هذا وينبغى أن لا نعتقد أن التصريف السالف يمكن أن ينشأ نتيجة لحركة رفع عامة للأرض، فلقد يؤدى ذلك إلى تجديد شباب Rejuvenation نظام التصريف النهري.

٤- عن طريق انطباع Superimposition التصريف النهري فى غطاء صخرى غير متوافق، يتركب من صخور متباينة التراكيب اكتسحته وأزالته التعرية النهريّة. فلقد تنجح الأنهار التابعة التى نشأت أصلاً فوق تكوين جيولوجى أو بنية جيولوجية معلومة

فى نحر مجاريها رأسياً خلال أى منهما والوصول إلى سطح عدم توافق فتلاقى تكوينات أو بنية قديمة مختلفة، ولا تستطيع تلك الأنهار أن تكيف مجاريها مباشرة كى تتوافق مع الظروف الجيولوجية الجديدة، ولأشك أن تكيف التصريف النهري مع التركيب الجيولوجى الجديد سيحدث بمرور الزمن، وفى نفس الوقت يحافظ التصريف النهري القديم على اتجاهاته .

ويمكن التعرف عليه حتى بعد ما يزال الغطاء الصخرى السطحى الأصلي تماماً، وذلك عن طريق استجلاء الصلة غير المتوافقة بالتراكيب الصخرية التى انكشفت حديثاً، وتعرف هذه الظاهرة كما أسلفنا بالتصريف النهري المنطبوع Superimposed Drainage .

وسنرى أن الاختلاف الجوهرى بين التصريف النهري السالف والتصريف النهري المنطبوع، يتمثل فى أن الأنهار فى التصريف السالف أقدم من التراكيب التى تخترقها، بينما تكون الأنهار فى التصريف المنطبوع أحدث بكثير من الالتواءات والعيوب التى تجرى خلالها. ويشترك الاثنان فى خاصية واحدة، هى أن كليهما يرتبط بالأنماط غير المتوافقة، رغم أن ذلك لا ينطبق على الانطباع النهري فى بعض الأحيان .

التصريف النهري السالف أو السابق أو المناضل

يعزى التصريف النهري العشوائى فى بعض الحالات إلى النضال النهري وفيه ينبغى اعتبار أمرين:

الأول: معدل الارتفاع الذى أصاب المنطقة .

ثانياً: معدل التحت الرأسى للنهر .

ومن الممكن اعتبار النضال (السبق) النهري بمثابة تفسير معقول للتصريف العشوائى حينما يكون النهر كبيراً، ومعدل الرفع صغيراً. أما فى الحالات التى تقطع فيها أنهار صغيرة مناطق لتواءات كبيرة نسبياً، فإن تفسير التصريف العشوائى عن طريق السبق النهري يصبح أمراً بعيد الاحتمال كما هى الحال مثلاً فى إقليم وى ماوث Weymouth وجزيرة وايت .

ونجد أمثلة واضحة للسبق النهري كالجزة الخانقى من نهر الراين، واختراق نهر كولومبيا لسلسلة جبال كاسكيد Cascade، وفى منطقة الهيمالايا، ومنها حالة نهر تيسا Tista ونهر آرون Arun والأخير من خير الأمثلة للنضال النهري . وفى الأجزاء العليا من مجراه يتدفق النهر من الغرب إلى الشرق متوافقاً مع تراكيب المنطقة، لكنه ما يلبث بعد ذلك أن يحنى جنوباً ويشق طريقه خلال جبال الهيمالايا فى سلسلة من الخنادق

العميقة. ولا يمكن تفسير هذه الظاهرة إلا عن طريق السبق النهري، نظراً لأنه لم يعثر على شواهد لتأثير الجليد، كما أن الدلائل تشير إلى استبعاد الانطباع النهري والأسر النهري.

وخلاصة القول أن الحركات الأرضية الراقعة قد تحدث تغيرات عظيمة وعلى نطاق واسع في أودية الأنهار التي يتجدد شبابها بسببها. وقد تستمر عمليات الرفع والنحت الرأسى لدرجة أن النهر الذي كان يجرى بالمنطقة قبل حدوثها، والذي استطاع أن يحتفظ باتجاه مجراه الأصلي (عن طريق النحت الرأسى الذى سار بمعدل يساوى معدل الرفع) يصبح الآن فى واد لا تربطه صلة بالتراكيب الصخرية السطحية، ويعرف هذا النمط كما أسلفنا بالتصريف النهري المناضل أو السالف.

ورغم وجود هذه الأمثلة الواضحة، فإن كثيراً من الجيومورفولوجيين يعرضون عن الاستشهاد بالسبق النهري كتفسير للتصريف النهري العشوائى الذى يتجاهل التراكيب الصخرية. ويعتبرونه أمراً محتملاً حينما يتأكد استبعاد الانطباع النهري الذى قد يؤدى أيضاً إلى عدم التوافق كما ذكرنا. وفى هذا يقول سباركس Sparks ينبغى أن يكون السبق النهري آخر ما يلجأ إليه الجيومورفولوجى لتفسير نمط التصريف النهري العشوائى ذلك لأن السبق يصعب جداً إثباته وإقامة الدليل عليه إلا فى الحالات النموذجية، وبوغل الجيومورفولوجيون فى الابتعاد عن السبق النهري، ويفضلون عليه الانطباع النهري حتى ولو انبنى الأخير على أدلة واهية للغاية. لكن ينبغى لنا أن نشير إلى أنه لا يشترط بالضرورة عدم حدوث عملية معلومة كالسبق النهري، لمجرد أننا لا نستطيع الاستدلال عليها بسهولة. فالسبق النهري بطبيعته لا يترك سوى أدلة طفيفة ومؤقتة، ويصعب استقرارها.

ومن الممكن أحياناً استبعاد السبق النهري بسهولة لتفسير نمط نهري غير متوافق، وأنهار جنوب ويلز التي تشق مجاريها غير متوافقة مع خطوط الالتواءات والانكسارات الهرسينية المكونة لحقل الفحم خير مثال على ذلك. وأهم ظاهرة يتميز بها هذا النمط النهري شبابها الواضح، كما أن المجارى التابعة بقيت سليمة، رغم أن الخصائص الجيولوجية تناسب تكوين أنهار تالية وعمليات أسر نهري، ومن تلك الخصائص المناسبة مكاشف الصخور الضعيفة الممتدة فى اتجاه غربى شرقى، فإذا ما رأينا أن هذا التصريف النهري تصريف سالف، فإن عمره ينبغى أن يبدأ بالعصر الفحمى أو ما قبله، أى منذ نحو ٢٥٠ مليون سنة، وهذا مستحيل. فقد توالى على المنطقة عصور طغيان وانحسار بحرى متعاقبة، علاوة على تغير الظروف المناخية من الرطوبة إلى الجفاف.

ولهذا فإننا ينبغى أن نفسر التصريف النهري بجنوب ويلز إما بالانطباع النهري من

طبقة طباشيرية كانت تتركز غير متوافقة على صخور الزمن الأول في حقل الفحم، أو نتيجة للنحت الصاعد بواسطة أنهار كانت تحت ابتداء من الساحل صوب الداخل. وما يقال عن التصريف النهري في جنوب ويلز، ينطبق على المناطق الأخرى من بريطانيا حيث يكون التصريف النهري غير متوافق مع التراكيب الجيولوجية المنتمية للفترة الهرسينية وما قبلها.

ويختلف الوضع عن ذلك إذا ما درسنا تصريفاً نهرياً في منطقة حديثة التراكيب الصخرية، ففي منطقة الوليد Weald الإنجليزية يوجد عدد من الأنهار غير المتوافقة، تقطع الإلتواءات الألبية المكونة لثال الساوٲ داونس South Downs وما يليها شمالاً. وهنا يمكن أن نجد أمثلة للنضال أو السبق النهري على أسس معلومة نوردها فيما يلي:

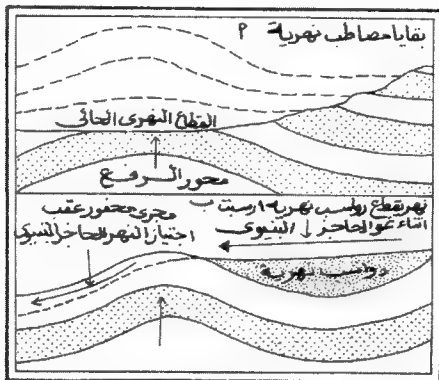
١- أنه من الممكن تقدير معدل نمو الإلتواءات الألبية، التي يرجع بدء حدوثها في عصر الإيوسين، ثم اكتملت في عصر الأوليغوسين والميوسين. ولا تزيد ذرى الإلتواءات التي تقطعها أنهار مثل أرون Arun، وأدور Adur، وأوس Ouse على ٣٥٠ متراً. وإذا ما وزعنا هذا الرقم على الفاصل الزمني منذ نشأتها حتى وقتنا الحالي، وهو حوالي ٣٥ مليون سنة، سنجد أن معدل نمو الإلتواءات متراً واحداً في كل مائة ألف سنة. ومن الواضح أن هذا الرقم ربما تضاعف أثناء عنفوان حركة الرفع في عصر الميوسين، لكنه رغم هذا يعطينا نوعاً من القياس لتوضيح بطء نمو الإلتواءات.

٢- من الممكن تكوين فكرة عن معدل سرعة النحت الرأسى الممكنة في إقليم الوليد Weald من خلال حقيقة أن أنهار الإقليم تمكنت خلال الزمن الرابع من أن تعادل قطاعات لمستوى القاعدة الذى هبط حينذاك بما يناهز ٢٠٠ متر، وإذا ما افترضنا دوام الزمن الرابع مليون سنة، فإننا يمكن أن نحسب معدل النحت الرأسى لأنهار الوليد بما يوازي متراً واحداً كل ٥٠٠٠ سنة على وجه التقريب، أو ما يساوى ٢٠ مثلاً لمعدل ارتفاع الإلتواءات. وفضلاً عن ذلك، فإن معدل التعرية هذا لا بد وأن تعاضم أثناء فترات انخفاض منسوب البحر أى عند حلول كل فترة جليدية. ومن الواضح أن هذه الأرقام تستند على افتراضات كثيرة، وهى لا تبرهن بالدليل القاطع على أن أنهار الوليد مناضلة، لكنها ترجح أنها من النمط المناضل، ولا بد من الدراسة الحقلية لتجميع الشواهد والأدلة الحقيقية للوصول إلى رأى قاطع فى هذا السبيل.

ولعل أهم دليل يحسم حالة للسبق النهري هو وجود مدرجات نهريية مقوسة فى وادى النهر. وحينئذ ترتبط النقوسات بمحاور بنيوية لثنية محدبة (أو عيب)، التى على

امتدادها حدثت حركات أرضية نشطة حديثة. ومن الواضح، حينئذ، أنه مادامت المصاطب النهرية ما هي إلا بقايا قيعان أودية سالفة، فإن ما يعتريها من انحدارات وتقوسات لا يمكن تفسيرها إلا بحركة رفع معدلها لايزيد عن معدل النحت النهرى.

وإذا لم يتوفر وجود الدليل السابق الذكر، فلقد يوجد شاهد آخر يتعلق بالإرساب أمام محور التقوس. إذ يحدث أن ينطمر القاع الصخرى للوادی بغطاء سميك من الرواسب النهرية التي أرسبها النهر حينما أعاق جريانه بروز الحاجز التركيبى. ففي مثل هذه الحالة قد لا يغير النهر مجراه ويتدفق فى مسلك جديد، وإنما يتوازن الإرساب والاطماء مع معدل رفع الحاجز البنىوى. وهنا تصبح عملية الإرساب أهم من تقوس المدرجات كدليل على النضال النهرى.



شكل (٢٦) شواهد السبق النهرى (أ) مصاطب نهرية مقوسة (ب) إرساب نهرى

والواقع أن مثل هذه الشواهد نادرة الوجود. وتعد المصاطب النهرية والتراكعات الارسابية النهرية ظواهر حديثة فى معظم البيئات الطبيعية. ذلك أن كل المدرجات النهرية على وجه التقريب رباعية العمر (بلايوسينية - هولوسينية) وكلها ذات صلة بالتغيرات العديدة التى حدثت لمستوى القاعدة أثناء الزمن الرابع. ومن ثم يكون من العبث أن نحاول البرهنة على أن نهرا معلوماً يقطع مجراه فى التواء ألبى ميوسينى العمر كان سابقاً فى وجوده للإلتواء، لأن المدرجات التى نشأت حينذاك لا شك قد

اختفت منذ زمن طويل. ولهذا فإننا لا نعجب حينما نرى أمثلة النضال النهري التي ثبت صحتها بالبراهين العقلية هي في الواقع حديثة جداً من وجهة النظر الجيولوجية.

مثال ذلك دراسة كولمان Coleman (١٩٥٨) في وادي نهر سالتساخ Salzach بجبال الألب، فقد أثبت أن النهر تمكن من الحفاظ على مجراه رغم ارتفاع المنطقة التي يجري بها نحو ٤٣ متراً خلال التسعة آلاف سنة الأخيرة. وبالمثل تتصف أمثلة التصريف النهري السالف الشهيرة في جبال الهيمالايا، ومنها نهر آرون Arun وروافده، بالحدادة وذلك عن طريق الحصى النهري. وحركة الرفع التي بلغت نحو ٣٥ متراً في مجرى نهر دزاكارشو Dzakar Chu رافد آرون ما هي إلا جزء من استمرار النشاط التكتوني لجبال الهيمالايا. ولاشك أن حركة الرفع كانت فيما مضى أقوى وأعنف، يدل عليها العمق الذي بلغته الخنادق التي شقها نهر آرون وغيره من الأنهار التي تقطع بنيان مرتفعات الهيمالايا. ومن المؤكد أن عدم توافق هذه الأنهار مع التراكيب الصخرية لا يمكن تفسيره عن طريق الانطباع النهري.

ومع هذا ينبغي الحرص الشديد عند تقويم الأدلة المحددة لنوعية الأنهار هنا. ذلك أن مجاري أنهار الهيمالايا قد تكون نتيجة للنحت الصاعد أو التراجعي بواسطة أنهار يتجدد نشاطها وتعظم قواها التحاتية بسبب الانحدارات الشديدة التي تجري فوقها وهي في طريقها إلى سهول الجانج، وبناء على ذلك فإن أنهاراً مثل نهر آرون يحتمل أنها نحتت مجاريها تراجعيّاً في عصر حديث نسبياً خلال كتلة الهيمالايا التي ما تزال تعاني الرفع والإلتواء، ومن ثم تمكنت من الحفاظ على مجاريها رغم استمرار رفع ولوى الكتلة الجبلية. ومن هذا نرى أن أدلة نجاح النهر في الحفاظ على مجراه رغم تأثره بحركة رفع حديثة ومحدودة، تختلف عن أدلة البرهنة على أن النهر كان موجوداً بالفعل قبل جميع البنيات والتراكيب الجيولوجية التي يشقها حالياً.

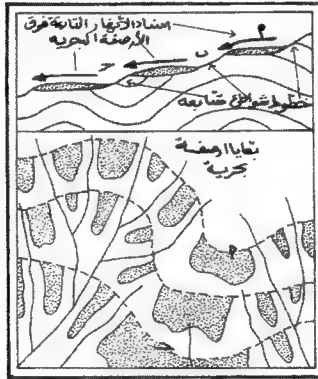
التصريف النهري المنطبع

سبق أن عرضنا لميكانيكية الانطباع النهري. وتبين هذه الظاهرة ضيقاً واتساعاً، كما تختلف باختلاف التكاوين الجيولوجية. والذي ينبغي أن نؤكد أنه الانطباع النهري ليس مجرد تعرية وإزالة طبقة صخرية والجريان فوق طبقة أخرى أسفلها من نفس التتابع الصخري المتوافق، وإنما يجب أن تنتمي الطبقة التي انكشفت بالتعرية النهريّة والتي أصبح النهر يجري فوقها إلى تتابع صخري مختلف تماماً عن التتابع الصخري العلوي في النوع والعمر، وعادة في النظام والبنية.

ومن أكثر الانطباعات النهريّة شيوعاً ما يلي:

١- الانطباع النهري فوق الأرضة البحرية:

تنشأ تعرية الأمواج أرضة بحرية تحاتية يصل عرضها إلى كيلو متر أو كيلو مترين، وذلك أثناء استقرار منسوب مياه البحر على مستوى معلوم. وكثيراً ما تنحت الأمواج تراكيب صخرية علوية وتكون الأرضة في صخور أقدم ذات نظام وبنية معلومة، تنحدر انحداراً هيناً صوب البحر، وتغطي هذه الأرضة التحاتية بغطاء يتفاوت في سمكه من الحصى والرمال والطين. فإذا ما هبط منسوب البحر، وظهرت تلك الأرضة البحرية فوق صفحة مائه، فإن أية أنهار موجودة لاشك تطيل مجاريها وتجري فوق سطح الرصيف البحري الذي انحسرت عنه مياه البحر في طريقها إلى خط الساحل المتراجع الجديد. وتنجح هذه الأنهار بمرور الزمن في نحت وتعرية الغطاء الرسوبي الذي يغطي أرض الرصيف البحري، وتنطبع بكل تفاصيلها فوق صخور أرض الرصيف التحاتية ذاته.



شكل (٧٢) انطباع الأنهار فوق الأرضة البحرية

وتشير أدلة كثيرة على حدوث مثل هذا الانطباع النهري في جميع سواحل يابس القارات والجزر التي تسمح ظروفها بجريان مائى إلى البحر. فعند حلول عصر البلايستوسين كان منسوب البحر فوق مستواه الحالي بنحو ١٥٠ متراً، ومن ثم تعرضت مساحات فسيحة مما نسميه الآن سهولاً ساحلية للغمر بمياه البحر. ثم أخذ البحر يتراجع

على فترات معلومة، فتكونت أرصفة بحرية أثناء فترات استقرار البحر على ارتفاعات متعددة، تبدأ بما يسمى بالرصيف الصقلي بين ارتفاعي ٨٠ - ١٠٠ متر، ويليه الرصيف الميلازي ويقع بين ارتفاعي ٥٠ - ٦٠ متراً، ثم الرصيف التيرانى الذى بين منسوبي ٣٥ - ٤٠ متراً، فالرصيف الموناستيرى على ارتفاع ١٨ - ٢٠ متراً، وأخيراً رصيف نيس أوتيس وارتفاعه بين ٧ - ٨ متراً.

وكما وصفنا تمكنت المجارى المائية من إطالة مجاريها تجاه خطوط السواحل الجديدة مندفعة فوق تلك الأرصفة البحرية المدرجة، مكتسحة لما يغطيها من رواسب بحرية، ومنطبعة فوق صخورها، كما أنها لاشك قد جذبت شبابها، ونحرت مجاريها فى صخور الدرجات العليا القديمة كما نشأ فى بعض المناطق عدم توافق بين المجارى المائية ونظم البنية الجيولوجية.

ويظهر التصريف النهري الناشئ عن الانطباع فى الأرصفة البحرية خصائص ذات أهمية. فحينما كانت خطوط السواحل القديمة مستقيمة، وكانت الأرصفة تنحدر صوب البحر فى اتجاه واحد ثابت، تنشأ نظم تصريف مائى تابعة شبه متوازية. أما إذا كانت خطوط الشواطئ مسننة غير منتظمة، وتتأبها الرؤوس والخلجان، فإن نظم التصريف المائى الناشئة تكون شبه شجرية. ومرد ذلك إلى انحدارات الأرصفة البحرية التى تتعامد تقريباً على خط الشاطئ، وتعمل نظم التصريف المائى إلى التجمع والتقارب فى الخلجان.

وقد يحدث الانطباع النهري فوق سهول ساحلية تحانية فسيحة، تكونت أثناء فترات زمنية أطول، وكان البحر يطغى أثناءها على اليابس ببطء. ويتخذ الرصيف الكالابرى مثلاً لذلك، فهو يبلغ اتساعاً فى بعض الجهات يزيد على ٣٠ كيلو متراً، كما فى جنوب شرق إنجلترا وإيطاليا وجهات كثيرة من سواحل أوروبا. ولاشك أن جميع الظواهر التضاريسية التى كانت موجودة قبل الطغيان الكالابرى قد تلاشت. وحينما تم انحسار مياه البحر انطبعت أنظمة تصريف نهري جديدة تماماً فوق التراكيب الصخرية، وجهتها وتحكمت فى أنماطها أشكال وانحدارات الأرصفة أو السهول التحانية البحرية الكالابرية.

٢- الانطباع النهري في تكوينات نهريّة بحرية:

قد يحدث أن تكون التعرية النهريّة نشطة للغاية، وتحمل الأنهار كميات هائلة من الرواسب النهريّة إلى البحر، ويكون فعل الأمواج ضعيفاً محدوداً، ومن ثم يكون قاع البحر فيما جاور اليابس مسرحاً للإرساب على نطاق واسع. ويتكون بذلك بالتدريج سهل

«نهرى بحرى» يتقدم فى البحر، وتقطع الأنهار التى جلبت الرواسب إليه. وحينما ينخفض منسوب البحر، تنحدر الأنهار فى رواسب السهل وتزيلها وتنطبع فى صخور قاع البحر من أسفلها. وتلاحظ هذه الحالة فى جنوب شرق إنجلترا، وفى بلجيكا وشمال فرنسا.

٣- الانطباع النهري فى التكاوين الجيولوجية الكبرى:

ويحدث ذلك حينما تنطم التراكيب الصخرية القديمة بأنواعها ونظمها بطبقات رسوبية سميكة أثناء أعصر جيولوجية مديدة. وتجرى الأنهار فوق التراكيب الصخرية العليا الأحداث وتنمو فيها وتتطور وتكتسب خصائصها المورفولوجية، ويستمر نحتها الرأسى حتى تصل إلى التراكيب الصخرية فتنتبع بأوديتها عليها محتفظة بجميع خصائصها دون أن يطرأ عليها تغيرات جوهرية.

ويتم تمييز الانطباع النهري عن طريق دراسة شكل وخصائص النهر المنطبع وواديته التى تختلف تماماً عن شكل وخصائص التصريف النهري الذى ينشأ أصلاً فوق التراكيب الصخرية السفلى القديمة. أى أن أهم دليل يوضح الانطباع النهري، عند إزالة الطبقات الصخرية العليا الأحداث التى نشأ عليها النظام النهري أصلاً، يتمثل فى عدم التوافق بين النظام النهري المنطبع مع نظام التراكيب الصخرية السفلى القديمة.

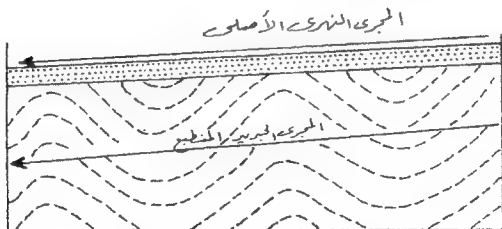
ولقد أظهرت الدراسات التى قام بها أتوود Atwood (١٩٣٨) أن معظم الخوانق النهرية التى تخترق مرتفعات الروكى هى نتيجة للانطباع النهري. وقد رجح فون انجيلن Von Engel (١٩٥٣) أن كثيراً من الأنهار التى تقطع الأبالاش وتنتهى إلى المحيط الأطلسى هى أنهار منطبعة.

وينتمى كثير من أنهار بريطانيا إلى هذا النمط المنطبع. وفى أواخر العصر الكريتاسى فاض البحر وغطى على كل ما يسمى الآن بالسهول الانجليزية وكذلك على كثير من أجزاء المرتفعات البريطانية بما فيها مرتفعات الجنوب الغربى وكتلة ويلز، وإقليم البحيرة، والبنين ومرتفعات جنوب اسكتلندا. وقد انتشر هذا الطغيان البحرى السينومانى Cenomanian وغطى سهول تعرية سبقت تسويتها، ومن ثم فقد أرسبت فوقها طبقات من الصخور التى تنتمى لأواخر العصر الكريتاسى وهى صخور طباشيرية. وقد حدثت حركة رفع عامة فى أواخر العصر الكريتاسى، تركزت فى الكتل الكاليدونية الهرسينية فى غربى وشمالى بريطانيا، وترتب عليها انحسار البحر، وإمالة الأرضى البريطانية بغطائها الطباشيرى تجاه الشرق.

وقد نشأت فوق الأراضى الجديدة نظم نهريّة تابعة تنصرف شرقاً إلى بحر الشمال. وقد أدت التعرية أثناء عصور الزمن الثالث إلى اكتساح وإزالة الغطاء الطباشيري، ومن ثم انطباع النظم النهريّة التي كانت تجري خلاله على الصخور القديمة أسفلها التابعة للزمنين الثاني والأول. ولقد بلغت المواءمة بين النظم النهريّة المنطبعة ومكاشف الصخور والتراكيب والنظم الصخرية القديمة حدّاً بعيداً، ومع هذا فإنه من الممكن التحقق من الانطباع النهري في كثير من الأنهر التي تتأخّم هوامش الصخور الطباشيرية الحالية.

ويكاد يتفق كل الكتاب أن النظام النهري التابع الأصلي يهبط بكل تفاصيله دون تغيير وينطبق في نظام الصخور الأقدم، وأن تكوين الأنهار التالية، وتجزئة الأنهار التابعة، وكذلك كل عملية المواءمة مع النظام الصخري القديم السفلي تتم جميعاً عقب حدوث الانطباع. ويصح هذا في حالة الأرصفة البحرية والأسطح المغطاة بغطاء رسوبي، لأن الظروف حينئذ لاتناسب تكوين أنهار تالية قبل الانطباع النهري.

لكن الأمر يبدو مختلفاً تماماً حينما تهبط الأنهار خلال غطاء سميّك من الطبقات الصخرية الرسوبية متفاوتة في أعمارها وصلابتها. ذلك أن الأنهار التابعة التي تنحدر رأسياً في طبقات الصخور الأحدث للوصول والانطباع على النظم الصخرية السفلي الأقدم تتأثر بتكوين ونمو مجارى مائية تالية. وهذا يفسر التعقيد الشديد الذي تتصف به بعض نظم التصريف المائي كما في ويلز. فهنا لا يرجع التعقيد لعدم الانطباع النهري الذي حدث في أوائل الزمن الثالث فحسب، وإنما لأن النظم النهريّة المنطبعة قد عانت الكثير من التشكيل والتعديل.



شكل (٢٨) نشوء المجرى النهري المنطبع

الفصل الرابع

الجيل

وتأثيراته الجيومورفولوجية

الثلج والجليد وكتل الجليد

الثلج وخط الثلج الدائم :

حينما تهبط حرارة الجو الى ما دون الصفر المئوي يتكاثف بعض بخار الماء الموجود به ويتجمد فيتحول الى بلورات ثلجية تتساقط على سطح الارض في شكل زغب الريش، وهذا ما يعرف بالثلج Snow وتتساقط الثلوج في الشتاء فوق مناطق كثيرة تقع في العروض العليا، لكن الثلوج ما تلبث أن تنصهر في معظمها أثناء الصيف التالي . وحينما تبقى بعض الثلوج دون إذابة بسبب استمرار انخفاض درجة الحرارة دون نقطة التجمد، فإنها تكون غطاء ثلجيا مستديما . ويحدث هذا في جزيرة جرينلندا وقارة أنتاركتيكا، وفوق قمم بعض الجبال العالية، ويعرف المستوى الذي عنده يبدأ الثلج في الذوبان بخط الثلج الدائم Snow Line . وهو عند منسوب سطح البحر حول القطبين، لكنه يرتفع في جبال شذقي افريقيا الواقع عند خط الاستواء حيث تشتد الحرارو الى نحو ٦٠٠٠ م .

الجليد :

وحينما يزداد تراكم الثلج في منطقة ما من سنة لأخرى فإنه يتحول بالتدريج إلى جليد Ice صلب بسبب تضاعفه وثقله . وفي بداية عصر البلايوسستوسين، أى منذ حوالي مليون سنة، أخذت مناخات أقاليم العروض العليا في البرودة المستمرة . وتبعاً لذلك فإن الثلوج التي كانت تتساقط في الشتاء لم تكن كلها تنصهر في الصيف، فتراكمت وازداد سمكها واتساعها في المناطق القطبية وفي شمال أمريكا الشمالية وفي القسم الشمالي من أوربا . وقد تحولت ثلوج هذه الحقول الفسيحة بالتدريج الى جليد متماسك مندمج امتد فوق معظم الأراضي المنخفضة والجبال، ودام فترة طويلة تعرف بالعصر الجليدي Ice Age .

كتل الجليد :

وتدعى كتل الجليد التي تغطي مساحات عظيمة من سطح قارة بإسم الغطاءات الجليدية Ice-Sheets كما تعرف تلك الكتل التي تشغل أودية جبلية بإسم الأودية الجليدية Valley glaciers أو الثلجات الجبلية . وتوجد الغطاءات الجليدية في وقتنا الحالي في أنتاركتيكا وجرينلندا . أما الأنهار الجليدية أو الثلجات فتوجد في جبال الهيملايا والألب والروكي والأنديز .

ويغير فعل الجليد من مظهر المناطق التي يغطيها ويحرك فوقها تغييراً كبيراً،

فنتعرض المناطق الجبلية لنحتة والسهول لإرسابه. وفي كثير من أجزاء القارات الشمالية التي تخلو حالياً من الجليد، نشاهد الكثير من ظاهرات النحت والإرساب التي أنشأها جليد عصر البلايوسين، وحين انصهر الجليد في نهاية العصر الجليدي تحررت كميات هائلة من المياه، تجمع بعضها في تجاويف وحفر، أو احتبس وراء الرواسب الجليدية (تسمى ركامات Moraines) مكوناً لبحيرات. وكذلك بحيرات فنلندا التي تعد بالآلاف. ومع هذا فإن معظم المياه المنصهرة قد انسابت مكونة لأنهار مائية تنصرف الى البحار. وقد حملت تلك الأنهار كميات عظيمة من الرواسب الجليدية (أو الركامية) وأرسبتها بعد ذلك فوق أراضي تقع بعيداً عن المناطق التي غطاها الجليد. وهناك أنشأت سهولاً رسوبية فسيحة تعرف بسهول الرواسب الجليدية، Outwash Plains، وهي عادة تتكون من الرمال.

أشكال الكتل الجليدية

هناك العديد من أشكال الكتل الجليدية التي يمكن ضمها في ثلاث مجموعات رئيسية هي :

- ١- الغطاءات الجليدية والقلنسوات الجليدية.
- ٢- الأودية الجليدية (تعرف أيضاً بالثلاجات الجبلية أو الثلاجات الألبية).
- ٣- ثلاجات حضيض المرتفعات.

أولاً - الغطاءات الجليدية والقلنسوات الجليدية

افترضت الغطاءات الجليدية Ice-Sheets مساحات عظيمة من أسطح القارات إبّان عصر البلايوسين. وتمثل الغطاءات الجليدية الضخمة على مستوى الكتل القارية في وقتنا الحاضر غطاءان فقط هما : غطاء القارة القطبية الجنوبية، وغطاء جزيرة جرينلندا.

غطاء أنتاركتيكا :

هو غطاء جليدي عظيم يفترض مساحة تقدر بنحو ١٢ مليون كيلو متراً مربعاً. وتظهر بالقرب من سواحل القارة سلاسل جبلية تبرز قممها العليا فوق مستوى الجليد (تسمى Nunataks). وفيما بينها تتحرك ثلاجات منفصلة وتأخذ طريقها الى البحر مكونة لما يعرف بالجليد المعلق (جليد الرفرف Shelf-ice). ويمتد الغطاء الجليدي نفسه في بعض الأماكن فوق البحر خصوصاً فيما بين خطي طول ١٦٠ شرقاً و ١٥٠ غرباً، وحيث تمتد الكتلة الطافية، المعروفة بحاجز روس Ross-Barrier والتي تبلغ مساحتها

أكثر من ٥٠٠,٠٠٠ كم^٢، صوب البحر حيث تنتهي في هيئة جروف جليدية، وتتحطم منها جبال ثلجية ضخمة على فترات. وقد أمكن حساب سمك الغطاء الجليدى ومعرفة طبيعة الصخر أسفله عن طريق استخدام وسائل خاصة منها صدى الصوت. وقد وجد أن السمك في المناطق الساحلية يتراوح بين ٢٥٠-٨٠٠م، ولكنه يزداد بالاتجاه نحو الداخل. ووجد أن أعظم تسجيل للسمك حتى الآن قد وصل الى ٢٧٥٠م. وتبين من الدراسات أن سطح الأرض أسفل الجليد شديد التضرس، وتكتنفه أودية عميقة وحافات شديدة الانحدار تبرز قممها عند هامش الغطاء الجليدى فوق سطحه.

غطاء جرينلندا:

يبدو هذا الغطاء أشبه بقبة جليدية فسيحة منبسطة ويفترش نحو ١,٨٢٠,٠٠٠ كم^٢ من مساحة الجزيرة. ولا تظهر الأرض أسفل الغطاء الجليدى إلا عند السواحل، بالإضافة الى بعض القمم المنفردة Nunataks التى تبدو بارزة فوق سطحه عند حوافه. ويحيط بجزء من الساحل هامش صخرى جبلية تقطعه الفيوردات. ويصل الغطاء الى البحر على امتداد أجزاء من الساحل إما فى شكل جروف جليدية قائمة (تعرف بالحائط الصينى) أو فى هيئة واجهة هيئة الانحدار نوعاً. ومركز الغطاء الجليدى عبارة عن قبة ضخمة من الجليد تغطي سطحها ثلوج هشة. ويبلغ ارتفاع القبة أكثر من ٣٠٠٠ م فوق منسوب البحر. وأعلى نقطة فى الجزيرة هى قمة جبل فوريل Forel فى جنوبها الشرقى (ارتفاعه ٣٣٦٢ م). وكان يعتقد أن سمك الجليد يبلغ نحو ٢٤٤٠م، لكن الابحاث الحديثة التى استخدمت صدى الصوت، تشير الى أن الصخر الصلد أسفل الجليد يقع دون منسوب البحر فى بعض الجهات.

وتتحرك الثلجات فيما بين الحافات الصخرية لتصل الى البحر. وأعظم الثلجات فى جرينلند، بل وفى نصف الكرة الشمالى، هى ثلجة ستور ستروم Stor-Storum فى الشمال الشرقى، ويبلغ طولها نحو ١٣٠ كم. وتقل عنها فى الضخامة (فى الاتساع والسمك) ثلجة بيترمان Petermann فى الشرق، لكنها تزيد عليها فى الطول الذى يصل الى ٢٠٠ كم. ويطفو جزء من هذه الثلجة الاخيرة طوله زهاء ٤٠ كم فوق ماء البحر. وتنتهى ثلجة همبولت Humbolt فى الشمال الغربى بخط من الجروف يبلغ عرضه زهاء ٦٥ كم وارتفاعه أكثر من ٩٠٠م. وتتحطم منه جبال جليدية تطفو فى اتجاه الجنوب فى المحيط الأطلسى.

القلنسوات الجليدية:

القلنسوات الجليدية Ice-caps هى غطاءات صغيرة من الجليد، وهى تبدو فى شكلين: قلنسوات جليدية جزرية Island ice-caps، وقلنسوات جليدية هضبية Pla-

teau، ومن أمثلة النمط الأول قلنسوة فرانس جوزيف لاند ونوفابازيمليا وسبتس بيرجين، وتغطي القلنسوات الجليدية الهضبية نحو ١/٨ مساحة أيسلندا وتعرف كل منها باسم يوكرول Joekull. وقد أمكن تمييز نحو ٣٧ ثلاجة منفردة، وأصغرها ثلاجة فاتنال Vatnal التي تغطي نحو ٨٨٠٠ كم^٢. ويبدو أن سطحها المموج يعكس طبيعة تضرس الأرض من أسفلها. وتتحرك الثلاجات من الهوامش في شكل أودية جليدية أو السنة عريضة.

وفي المناطق الهضبية الجليدية العليا بالنرويج التي تعرف باسم Fjells نجد الكثير من أمثلة القلنسوات الجليدية الهضبية أكبرها Josteda'sbre التي تغطي مساحة تقدر بنحو ١٥٦٠ م^٢. وهي في الواقع تحمل سمات تجعلها في مركز متوسط بين القلنسوات الجليدية ونمط الأودية الجليدية التي تتدفق من حقول الجليد.

ثانياً - الأودية الجليدية أو الثلاجات الألبية

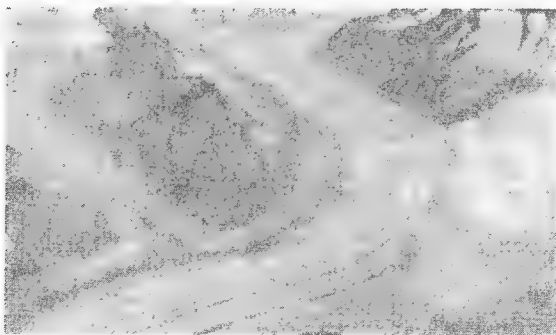
الأودية الجليدية و ثلاجات الأودية Valley-glaciers ميزة تختص بها سلاسل المرتفعات العظيمة في العالم. وهي عبارة عن السنة من الجليد تتحرك نزلاً في أودية سابقة (موجودة أصلاً) على منحدرات الجبال من أحواض تراكم الجليد Firn-Basins والثلاجات على أنواع: منها ما يبدو في هيئة السنة تعرف بالثلاجات الحابية - Cirque glaciers، وهي مجرد امتدادات جليدية من أحواض تجمع الجليد. ومنها ما يخرج من أحواض عالية، ويمتد شامخاً على جوانب الجبال وتعرف بالثلاجات المعلقة Hanging، التي تتحطم منها كتل جليدية وتنهار إلى الأودية وتعرف بالهيارات الجليدية - Avalanches. وحينما تنتهي الثلاجة إلى البحر كما هي الحال في الأسكا وجرينلندا وتتقطع منها طافيات وجبال جليدية فإنها تعرف بالثلاجات المدية Tidal glaciers. وثلاجة الوادي أو الثلاجة العادية هي أكثر أشكال الكتل الجليدية شيوعاً في وقتنا الحاضر، وهي المسؤولة باستثناء ما فعلته غطاءات جليد الزمن الرابع، عن تشكيل البيئة الطبيعية لكثير من المناطق الجبلية في العالم.

وتتوقف الذبذبة في أحجام الثلاجات وأطوالها على مدى إتساع حقول الجليد وعلى كمية التساقط وعلى درجة الحرارة السائدة على امتداد مجاريها. وتمتد نهاياتها إلى الحد الذي عنده يتعادل الإنصهار Ablation مع مورد الجليد الذي تجلبه الثلاجات المتحركة من حقول الجليد. وقد انكمش كثير من الثلاجات الألبية انكماشاً ملحوظاً أثناء القرن العشرين نتيجة لإرتفاع الحرارة عن ذي قبل، ويجرى قياس الثلاجات في الألب السويسرية من عام لآخر، وقد تبين أن مقدار الانكماش العام يتوقف على مقدار التساقط في السنة السابقة، ووجد أن معدله في عام ١٩٧٧-١٩٧٨ قد بلغ بالنسبة لكل الثلاجات نحو ١٥ م، وفي العام التالي ١٤ م، وفي عام ١٩٧٨-١٩٧٩ وجد أن ثلاثاً منها بقيت بحالها دون إنكماش، و٧٦ إنكمشت، و ١٠ نمت وتقدمت. ولوحظ أن ثلاجة Unter-

Grindelwald كانت أكثرها إنكماشاً، إذ تراجعت بمقدار ٦٦ م تقريباً. وهناك ثلاجة وحيدة تتقدم باستمرار كل عام وهي ثلاجة ترينت Trient في إقليم فاليس Vallis (Valais)، فقد امتدت زهاء ١٣ م عام ١٩٧٧ و ٢٨ م في عام ١٩٧٨.

وتقع ثلاجة أليتش Aletsch أطول ثلاجات أوروبا في الألب البيرنية- Berner Oberland. ويبلغ طولها حالياً نحو ١٦ كم، وتعرض هي الأخرى للإنكماش (بلغ الانكماش فيما بين عامي ١٩٧٠ - ١٩٧٢ نحو ٥٥ م) وهي تتبع من مجموعة الحقول الثلجية التي تحيط بها قمم جبلية مثل يونج فراو Jungfrau ومونخ Moench وهذه الحقول ما هي الا جزء من حقل الجليد Frim-field العظيم المسمى حقل كونكورديا Konkordia Platz الذي يشمخ الى ارتفاع نحو ٢٨٠٠ م. ومن هذا الحقل يمتد لسان ثلاجة أليتش ويشق طريقه جنوباً فيما بين الحافات الصخرية. وهذه الثلاجات هي في الواقع أمثل نموذج لثلاجات الأودية. وعلى الرغم من انها أطول ثلاجة في أوروبا الا انها تعتبر صغيرة بالنسبة لثلاجات الهيمالايا حيث يزيد طول بعضها على ١٦٠ كم. وفي ألاسكا ونيوزيلندا نجد بعضاً من أضخم الثلاجات رغم قصرها، ومرجع ذلك الى غزارة التساقط الثلجي بسبب ارتفاع السلاسل الجبلية من جهة، وقربها وموازاتها للبحر، وهو مصدر الرطوبة من جهة أخرى. وفي الكورديلييرا الامريكية تشع الثلاجات الصغيرة من حول قمة جبل رينبير (ارتفاعه ٤٣٩٣ م) أعلى قمة في مرتفعات كاسكيد بغرب أمريكا الشمالية.

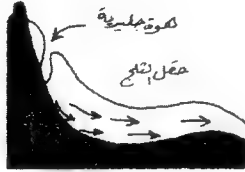
هذا وتتميز الثلاجات وكتل الجليد بعدة ظاهرات نشير إليها فيما يلي :



شكل (٣٩) بيئة التعرية الجليدية . ثلاجة أليتش Aletsch ، سويسرا

الهوة الجليدية Bergschrund :

وهي ثغرة تفصل بين حقل الجليد وبين حوائط الجليد الذي يغطي القمم المحيطة. ويغطيها في العادة معبر رقيق من الجليد. وهي تمثل عقبة في سبيل هوة تسلق القمم الألبية، وهي تمثل الحد الذي تتحرك عنده كتل الجليد من بين الحوائط الصخرية التي تكتنف الحوض (شكل ٤٠).



شكل (٤٠) الهوة الجليدية وحقل الثلج.

الهوة الهامشية Randkluft :

وهي أشبه بثغرة أو فجوة تقع بين واجهة الصخر خلف الحلبة الجليدية وحقل الجليد Firn أو الثلجة الحلبية Cirque glacier وهي تنشأ من انصهار الجليد بسبب الإشعاع الحراري من الحوائط الصخرية.

الشقوق Crevasses :

حينما يزداد الانحدار يتشقق سطح جليد الثلجة نظراً لأن اختلاف معدل الحركة في كتلة الجليد يسبب نوعاً من الشد والتمزق يؤدي إلى تكوين تلك الشقوق. وقد تكون هذه الشقوق عرضية أي متعامدة على اتجاه حركة الجليد، تنشأ عادة نتيجة لازدياد الانحدار، وقد تكون الشقوق طولية أي موازية لاتجاه حركة الجليد، وتنشأ عن التفاوت في سرعة الجليد، وتتقاطع الشقوق في كل الاتجاهات حينما يزداد الانحدار زيادة ملحوظة وينشأ عن ذلك ما يسمى بالمسقط الجليدي Ice-Fall.

وتكثر المساقط الجليدية المعقدة في مجاري الثلجات التي تنبع من كتلة مون بلان، وتنحدر بشدة إلى وهدة شاموني Chamonix. ومثل ذلك ثلجة دي بوسون Bossons التي تنحدر بالقرب من جبل جراند موليت Grand Mulets من ارتفاع يزيد على ٣٠٠٠ م إلى ارتفاع ١٠٠٠ م على امتداد مسافة لا تزيد على ٢٣ كم (هي طول الثلجة)، ومن ثم فإنها تتميز بمساقط غاية في الوضوح. وفي عام ١٩٦٥ تساقط جليد

هيارة ضخمة انفصلت من ثلاجة أللين Allalin الى وادى ساس Saas-Fe فى سويسرا، فدفنت مائة عامل كانوا يشتغلون فى منطقة ماتمارك Matmark .

ظواهر الورقية (الطباقية) والأمواج الجليدية،

تتميز كتلة جليد الثلاجة بمميزات تركيبية تفصيلية لم يفهم كنهها بعد تماما ومنها شيوع ظاهرة التورق أو الورقية Foliation، وهى نوع من الطباقية يبدو أنها تمثل التراكمات السنوية للثلج فى حوض التجميع الثلجى. وفيها تنتظم البلورات الثلجية بطرق مختلفة. فالطبقة قد تكون نقية تشبه الزجاج أو قد تكون كبيرة البلورات فقاعية المظهر. وقد تكون الطبقات قريبة من الأفقية أو مرتبة على سطوح بزوايا مختلفة بالنسبة للسطح، أو قد تكون منتظمة فى شكل ورقى، مموج. وقد تبدو الطبقات أحيانا ملتوية بشكل ظاهر، وذلك بسبب ظروف محلية قد يحدثها تدافع جليد رافد قوى، أو نتيجة لعدم انتظام الانحدار والسرعة.

وهناك ظاهرة أخرى أثارت الكثير من الاهتمام والبحث وهى وجود حزم متعاقبة من الثلج الداكن والفاتح اللون تنحني أو تنقوس تجاه أدنى الثلاجة فوق سطح الجليد أو فى ثناياه، وكذلك وجود أنماط مشابهة من الأمواج الجليدية Ice-waves، والمنخفضات والحزم المغبرة. ولا يوجد تفسير عام مقنع لهذه الظواهر جميعا رغم كثرة الآراء فى تحليلها. ورغم هذا فيمكن القول بأن الحزم المنحنية صوب أدنى الثلاجة (تعرف باسم Ogives) تنشأ من اختلاف سرعة الجليد فى النهر الجليدى، فالسرعة تزداد فى الوسط عنها فى الجانبين حيث تعرقل حركة الجليد احتكاكه بالحوائط الصخرية.

ظواهر أخرى فوق سطح الثلاجة،

تغطى سطح الثلاجة أثناء الشتاء طبقة من الثلج الحديث المتساقط تخفى أسفلها الشقوق فى سطح الجليد. أما فى الصيف فيظهر سطح جليد الثلاجة مكشوقا تبدو فيه الشقوق بوضوح، كما تكتنفه حافات جليدية يبرزها تضاعط كتل الجليد. وفى النهار يذوب سطح الجليد، وتتجمع المياه الذائبة فى برك قد تكون أحيانا فسيحة تشبه البحيرات، كما تتدفق المياه فى مجارى عميقة ما تلبث أن تتحدر بشدة عند حافة أول شق تصادفه فى هيئة شلال. وتعمل المياه المنحدرة على حفر ما يشبه البالوعة فى الجليد. وتسرع عملية الحفر حينما تسقط فى الحفرة صخرة تستقر على قاعها، ثم ما تلبث أن تدور (كالطاحونة أو الرحاية) نتيجة لتساقط المياه عليها من أعلى فتساعد فى نحر الحفرة. وقد يكون الشق من العمق بحيث يصل الى القاع الصخرى للنهر الجليدى. وفيه تحدث حينئذ نفس العملية فتتشأ فجوات مصقولة. وهناك عدد منها فيما يسمى

بالحديقة الجليدية Gletscher-Garten بلوسيرن - سويسرا. وقد تكونت هذه الحفر هناك أثناء العصر الجليدى. وظواهر البرك والبحيرات والمجارى فوق سطح جليد الثلاجة هى ظواهر نهارية، فعندما يحل الليل تعود المياه السطحية أو معظمها الى التجمد.

ثالثا - ثلاجات حضيض المرتفعات

تتكون ثلاجات حضيض المرتفعات Piedmont glaciers حينما تتحرك ألسنة جليدية منفصلة فيما بين السلاسل الجبلية وتهبط الى السهول أو الاراضى الامامية Forelands حيث تنتشر هناك. وهى فى أبسط صورها لسان جليدى يمتد أمام نهاية واد جليدى، وتسمى حينئذ بالثلاجات الممتدة عند حضيض المرتفع expanded foot glacier. ويشيع وجود مثل هذه الألسنة الجليدية عند هامش ثلاجة فاتنا Vatna فى آيسلندا، ومثلها لسان سكايدارا Skeidara عند جانبها الجنوبى.

ويطلق تعبير ثلاجة حضيض المرتفع Piedmont glacier على اتحاد عدد من الاودية الجليدية المنفردة فوق أرض أمامية. ومثلها ثلاجة ويلسون Wilson فى فكتوريا لاند الجنوبية بقارة أنتاركتيكا، وثلاجة بيرنج Bering فى ألاسكا، وثلاجة فريدريكس هاب Fredredkshaab على الساحل الغربى لجرينلندا. وأشهر ثلاجات حضيض المرتفعات هى ثلاجة مالاسبينا Malaspina فى ألاسكا وهى تغطى مساحة تبلغ نحو ٣٩٠٠ كم^٢.

ويغزر تساقط الثلوج فوق سلسلة سان إلياس الممتدة فى جنوب ألاسكا نتيجة لورود تيارات هوائية رطبة من فوق المحيط الاطلسى تقابل الحاجز الجبلى الذى يمتد موازيا للساحل، وينشأ عن ذلك تراكم الثلوج فى حقول فسيحة بين القمم الجبلية، التى تبلغ أقصى ارتفاع لها فى قمة لوجان Logan (٦٠٠٠م)، وتتحرك أربع ثلاجات نحو خليج باكواتات تقوم بتموين ألسنة جليدية تنتشر فوق السهل الساحلى. ويصل إحداها الى البحر مكونا لجروف جليدية، وتختفى الثلاجات الثلاث الاخرى أسفل كتلة ركامية غير منتظمة الشكل.

وأسطح هذه الألسنة الجليدية منبسطة تماما وترتفع فوق منسوب البحر بنحو ٤٠م، ويبلغ سمك جليدها نحو ٣٠٠م. وقد انتشر الجليد انتشارا كبيرا لدرجة أن حركته قد أصبحت بطيئة للغاية، بل ان كثيراً من كتل الجليد الامامية تبدو عديمة الحركة حتى أن الأشجار قد نمت فوق سطح الركامات العليا.

الجليد البلياستوسينى وخصائصه الرئيسية

تشغل أشكال التراكم الجليدى المتباينة، من غطاءات جليدية Ice-Sheets وقلنسوات جليدية Ice-Caps وثلجات (أو أودية جليدية) Glaciers، نحو عشر مساحات اليابس فى وقتنا الحاضر. ويتمركز معظم الجليد الحالى فى الغطاء الجليدى العظيم الذى يغطى قارة أنتاركتيكا Antarctica، والذى يشغل مساحة تقدر بنحو ١٢,٥ مليون كيلو متر مربع، وفى غطاء جرينلندا الذى تتاهز مساحته ١,٨٢ مليون كيلو متر مربع، وفى عديد من القلنسوات الجليدية والأودية الجليدية التى تكتنف هامات الجبال والمرتفعات الشاهقة، كالهيمالايا، والروكى الشمالية، والألب، وهضبة النرويج، وأيسلندا الوسطى.

وفى أثناء عصر البلياستوسين، الذى دام زهاء المليون سنة، تزايد اتساع وانتشار الجليد كثيرا. وفى أوج نموه، كان الجليد البلياستوسينى يتوزع فوق ما يدانى ثلث (٣٠٪) من مساحة اليابس العالمى، ويضم مساحات فسيحة من الاراضى المنخفضة فى العروض المعتدلة فى نصف الكرة الشمالى.

وهناك اتفاق عام فى الرأى على أن أحدث أزمنة عمر الأرض، وهو الزمن الجيولوجى الرابع، قد شهدت تغيرات فى الجغرافيا الطبيعية لوجه الارض لم تشهدها أية فترة زمنية سالفة مماثلة له فى الطول. ويتضح صحة هذه المقولة، حينما ننصوّر ضخامة العمل الذى كانت تقوم به تلك الغطاءات الجليدية العظيمة السك والمترامية الاطراف فى التعرية والنقل والإرساب، وحينما نعتبر تأثيراتها غير المباشرة المتمثلة فى قدرتها على زحزحة النطاقات المناخية فى اتجاه دائرة الاستواء، وشمول فاعليتها لاراضى هوامش الجليد Periglacial تلك الاراضى الشاسعة المساحة التى كانت توجد حولها وتحيط بها ولكنها تخلص من الجليد، ثم حينما نخيل مقدرتها فى إحداث الذبذبات المائية فى منسوب البحار العالمية بين انخفاض وارتفاع، والذبذبات التوازنية (الأيروستاتية)، بالهبوط والارتفاع للمناطق من قشرة الارض التى غطاها الجليد ثم انصهر عنها وأخلاها.

ولن نعرض هنا أية تفصيلات علمية عن أسباب وتاريخ فترات جليد الزمن الرابع، لأنها تخرج عن أهداف هذه الدراسة. ويكفي هنا أن نذكر، أنه فى خلال الزمن الرابع، قد ثبت حدوث أربع أو خمس، وربما ست فترات جليدية Glacial Periods رئيسية، فصلت بينها فترات غير جليدية "Interglacial Periods" تميزت كل منها بظروف مناخية مماثلة لظروف مناخ الحاضر، وربما أدقاً.

وفى خلال كل فترة من هذه الفترات الجليدية كانت تحدث ذبذبات كبيرة فى مواقع حدود الجليد. مثال ذلك الفترة الجليدية الأخيرة، التى تعرف فى مرتفعات الألب الاوربية باسم فورم Wuerm، وفى شمال أوربا باسم فايسيل Weichsel ففيها أمكن تمييز حدوث تقدم وابتسار للجليد ثلاث مرات (كل تقدم منها يسمى مرحلة جليدية Stadial) فصلت بينها مراحل غير جليدية Interstadial. وفى كل مرحلة غير جليدية منها كان ينصهر قدر عظيم من الجليد، فتتراجع حدوده من الهضاب والسهول الى أسافل الجبال.

ولا شك أن الفترات الجليدية الأقدم من فورم تميزت هى الاخرى بتكرار حدوث تقدم وتراجع للجليد. وتعرف هذه الفترات فى جبال الالب من الاقدم الى الاحدث بأسماء: الدانوب Danube، جونز Guenz، مينديل Mindel، ريس Riss (وفى جهات أخرى بأسماء محلية خاصة). ولقد كان التقدم والتراجع المرحلى للجليد فى بعضها عظيما للغاية لدرجة حدث بالبعض (جودة ١٩٦٢) الى تقسيم فترة ريس الى ثلاث فترات، متميزة، أعطى لها أرقاما خاصة: ريس ١، ريس ٢، ريس ٣.

ولهذه الذبذبات الجليدية أهمية قصوى من الوجهة الجيومورفولوجية. وذلك للأسباب الآتية:

أولاً: أن معظم الاشكال الأرضية الجليدية متعددة النشأة، بمعنى أنها نتاج عدة فترات من التشكيل بواسطة الجليد، كما أنها كانت من التعديل والتحوير بوقوعها تحت تأثير ظروف مناخ هوامش الجليد، ومناخ الفترات غير الجليدية. ولهذا فإننا حينما ندرس نشأة أى من الظواهر الجيومورفولوجية كالحلقات الجليدية مثلا، ينبغى أن نأخذ فى الاعتبار الأمور التالية:

١- أن الثلاث المتباعدة فى أحجامها قد شغلت تجاوير الحلقات الجليدية فى فترات مختلفة.

٢- وفى الفترات المعتدلة المناخ نسبيا، كانت تحل فى الحلقات شطوط ثلجية محل الثلجات، وبالتالي تصبح الحلقات بمثابة تجاوير ومنخفضات يتناوب فيها تجمد المياه وانصهارها.

٣- وفى الفترات غير الجليدية (الدفيئة)، حين يخفى الجليد والثلج تماما، كانت جدران الحلبة تتعرض لتجوية الصقيع العادية بواسطة التغيرات الحرارية الجوية.

وبالمثل، فإن ظاهرة أخرى كمجارى التصريف الجليدية Glacial Drainage Channels التى يشيع تفسير نشأتها على أنها نتاج انصهار جليد الفترة الباردة الأخيرة، لا شك أنها قد تطورت وتعدلت بواسطة الماء المنصهر من جليد الفترات الباردة السابقة.

ثانياً:- فى كل فترة جليدية كانت الغطاءات الجليدية تتقدم الى حد معلوم يختلف عن حدود الغطاءات الجليدية التابعة لفترات جليدية سابقة. وفى بعض الحالات كانت غطاءات الجليد اللاحق (الاحداث) تنتشر وتتسع وتعتبر حدود غطاءات الجليد السابق (الاقدم) وتتعداها بكثير، وبالتالي تؤثر تأثيراً كبيراً فى تعديل هيئة مظاهر وأشكال إرسابه. بينما يقصر غيرها دون بلوغ حدود الجليد السابق، وتبعاً لذلك تبقى تكوينات الجليد السابق مكشوفة عارية، تتعرض للتعرية والنحت الشديد بواسطة مجارى الماء المنصهر من حواف الجليد ، أو تتأثر بمختلف أنماط التعرية والتجوية المرتبطة بمناخ مناطق هوامش الجليد Periglacial Climate .

ففى الهضبة السويسرية، على سبيل المثال، تبدو مخلفات جليد الفورم واضحة جلية فى أشكال رائعة من الركامات النهائية End-Moraine والدراملين Drumlin، والكام Kame، ومدرجات الكام، والإسكر Esker بينما تعرضت تكوينات جليد ريس ٢ المعروف هناك بالجليد الاعظم، والتي تنتشر بعيداً فى الشمال لعوامل التعرية والتجوية، فتآكلت وفقدت كثيراً من مظهرها المثالى. وبالمثل نرى حال مخلفات الجليد فى إنجلترا، حيث تنقسم الى ما يسمى: (١) التكوينات الجليدية الحديثة Newer Drift، وهى التى تم إرسابها وتشكيلها أثناء الفترة الجليدية الاخيرة، وتحوى كل أشكال الإرساب الجليدى الأنفة الذكر فى حالة طيبة، لم تطمس معالمها بعد عوامل البلى والفاء، ثم (٢) التكوينات الجليدية القديمة Older Drift، وهى نتاج إرساب جليد فترات باردة أقدم، ظلت معرضة للتعرية والتجوية مدة طويلة، فتآكلت لدرجة يندر معها العثور على أشكال مثالية لها .

ثالثاً : يصح القول بأن النمط العام للتجليد كان يتكرر بحدوث كل فترة باردة وتقدم وانتشار جليدها، هذا على الرغم من الاختلاف فى التفاصيل الخاصة بتاريخ كل فترة جليدية، ففى مجال قارة أوربا، كان قسمها الشمالى فى أثناء كل فترة جليدية مركزاً لغطاء جليدى ضخم، أعظم اتساعاً بكثير من الغطاء الجليدى الألبى (فوق مرتفعات الالب)، امتد امتداداً كبيراً نحو الجنوب والغرب والشرق. وفى بعض الفترات كان هذا الجليد الشمالى يتصل بجليد مرتفعات اسكتلندا وأيرلندا، فيتكون من ذلك كله غطاء فسيح يشمل الجزر البريطانية جميعها، وفى الجنوب وصل امتداد الجليد الشمالى الاسكنديناوى الى هوامش مرتفعات ألمانيا الوسطى، وفى الشرق غطى الجليد كل القسم الشمالى من روسيا الى أواسط مرتفعات أورال.

وتعتبر أراضى شمال أوربا فى حد ذاتها منطقة نحت واكتساح للجليد، لهذا فهى لا تحوى من مخلفات الجليد سوى ركامات التراجع الخاصة بالفترة الجليدية الاخيرة، أى مخلفات أواخر العصر الجليدى.

ولهذا فإن الابحاث الخاصة بتصنيف العصر الجليدى وتقسيمه الى فترات ومراحل فى شمال أوروبا، قد تمت فى المناطق التى كانت تتاخم الجليد البلايوستوسينى، حيث كان الغطاء الجليدى ينصهر، ويرسب ركاماته.

ولقد كان الإرساب الجليدى من الكثرة بحيث غطى سطح ما قبل الجليد تماما. وكمثال لضخامة الإرساب بواسطة الجليد قدر لامبلاف G.H. Lamplugh أن نحو عشر أراضى الجزر البريطانية يتعرض للطغيان البحرى والإغراق لو أزيلت من فوقها تكوينات الإرساب الجليدى، وأن سدس مساحة الجزر يكتسى بغطاء سميك جدا من تلك الرواسب، حتى أن سطح ما تحت الرواسب يعجز تماما عن التأثير فى شكل السطح الحالى.

وفى شمال أوربا أيضا أمكن تقسيم العصر الجليدى الى خمس فترات جليدية تعرف من الأقدم الى الاحدث بأسماء: بانلى Butley، وبيبورن Weybourne (أمكن التعرف على تكويناتهما فى مكانين بشرق إنجلترا يحملان هذين الاسمين)، إلستر Elster، سالى Saale، فايكسيل Weichsel. والفترات الثلاث الأخيرة اكتشفها بنك A. Penck (1879) فى شمال ألمانيا. وأطلق عليها كايهاك K. Keilhack (1896-1917) أسماء ثلاثة أنهار تجرى فى شمال ألمانيا. وتعاصر هذه الفترات الجليدية الشمالية الخمس نضائرها فى مرتفعات الألب، أى تعاصر على التوالى فترات: الدانوب، جونز، مينديل، ريس، فورم. وتفصل كل فترة منها عن زميلتها فترة غير جليدية أو دفيئة.

وقد توصلت أبحاث الجليد فى أمريكا الشمالية الى تقسيم العصر الجليدى الى أربع فترات جليدية كبيرة، تعاصر الفترات الجليدية الأربع الاخيرة فى كل من مرتفعات الألب، وشمال أوروبا، وسميت من القديم الى الحديث على التوالى: فترة نبراسكا Nebraskan، فترة كانسان Kansan، فترة إلينوى Illinoian، ثم أخيراً فترة ويسكونسن Wisconsin

وقد أطلقت على الفترات غير الجليدية (الدفيئة) فى أمريكا الشمالية أسماء محددة منذ أن اكتشفت، وهى ميزة تتميز بها تلك الفترات فى أمريكا الشمالية عنها فى أوروبا، وذلك من وجهة سهولة التعبير اللغوى، فتعبير سنجامون Sangamon يطلق على الفترة الدفيئة الأخيرة، وهى السابقة لفترة ويسكونسن الجليدية، ويطلق تعبير يارماوث Yarmouth على الفترة الدفيئة التى كانت تفصل بين فترتى إلينوى وكانسان Kansan الجليديتين. أم الفترة الدفيئة التى يطلق عليها اسم أفتونيا Aftonian فتقع بين فترتى كانسان Kansan ونبراسكا Nebraskan.

التعرية الجليدية

إن أثر الجليد عظيم في تشكيل البيئة الطبيعية، لا يدانيه في ذلك أى نمط من أنماط قوى التعرية، وتتضح هذه الحقيقة حينما نقارن أشكال الأرض في منطقة أصابها ويصيبها فعل الجليد، حيث يصل الفعل التحاتى للجليد مداه، بمنطقة لها نفس المساحة والارتفاع والتضرس ولكن سلمت من الفعل التحاتى للجليد.

وحتى أوائل هذا القرن كان فريق من الباحثين، ومنهم جاروود E.J Garwood (١٩١٠)، ما يزال يعتقد ان فعل الجليد يقتصر على القيام أساسا بدور الحماية للأشكال الأرضية التى يرتكز فوقها، وأن الأشكال الأرضية المتميزة فى المرتفعات التى غطاها ويغطيها الجليد، ومنها جبال الألب، قد نشأت بفعل التعرية المائية النهرية. هذا الرأى قد توارى لأسباب عديدة سيرد ذكرها بعد قليل، ولم يعد يستند على واقع فى وقتنا الحالى.

ومن الممكن ان يضمحل فعل الجليد كثيرا فى حالات محدودة، حيث يكون الجليد عظيم السمك الى درجة غير عادية، وساكن كما يحدث فى مجال مركز غطاء جليدى ضخم. لكن الأغلب الأعم أن يكون الفعل التحاتى للثلجات بالغ الأثر، خصوصا فى المناطق الجبلية المعزقة حيث تتبع للثلجات أودية الأنهار السابقة الوجود.

عمليات التعرية الجليدية

تشكل الثلجات والغطاءات الجليدية ظواهر التعرية الخاصة بهاعن طريق فعل أربع عمليات رئيسية نشرحها فى السطور التالية، وسرى أن اثنين منها لا يدخلان ضمن عمليات التعرية بالمعنى الضيق لمفهوم التعرية.

أ) إزالة غطاء التجوية :

كانت غالبية الاراضى التى أصابها فعل جليد الزمن الرابع مغطاة بغطاء سميك من الرواسب التى نتجت بفعل عمليات التجوية فى الصخور تحت تأثير ظروف مناخية دافئة ورطبة، سادت أثناء عصور الزمن الثالث كل الاراضى التى ندعوها حاليا بالاراضى المعتدلة. وقد تكرر نشوء مثل هذا الخطأ الرسوبى فى كل فترة دفينة فصلت بين فترتين جليديتين.

ولعل أول عمل كان ينبغى على الثلجات والغطاءات الجليدية أن تقوم به هو إزالة هذا الغطاء الرسوبى، قبل أن تستطيع غزو الصخور الموجود أسفله وتعريته. وكان من الميسور لها أن تقوم بهذا العمل، رغم ما يعلن أحيانا عن العثور على بقايا تكوينات فوق مناطق تقسيم المياه السابقة للجليد، فى بعض من الجبال التى أصابها فعل الجليد، كما فى مرتفعات اسكتلندا. ولا شك أن المواد التى فتنتها عمليات التجوية، والتى كانت تبلغ

سمكا يصل الى نحو عشرة أمتار فوق مساحات شاسعة، كانت تمثل اضافة ضخمة لفرشات الصلصال الجلاميدى العظيمة وغيرها من المواد المنقولة والتي ترسبت عند هوامش الجليد وبالقرب منها.

ب- البرى Abrasion :

هناك اتفاق عام على أن إحدى عمليات الجليد البالغة الاهمية تتمثل فى سحق الصخور وطحنها بواسطة الجليد المسلح بحطام الصخر المختلف الاحجام، ويمكن إطلاق تعبير البرى بواسطة الجليد Abrasion على هذه العملية الهدامة.

ويدل على صحة عملية البرى التى يقوم بها الجليد للأساس الصخرى عدة شواهد نذكر منها :

١- أسطح الصخر المصقولة التى نشاهدها بعد انحسار الجليد، تلك الأسطح التى نتجت عن احتكاك حبيبات الطمي الدقيقة التى توجد عادة ضمن رواسب أسفل الجليد (الركام السفلى) بأسطح الصخر الأصى.

٢- الحزوز والظوم وء الأخاديد، Furrows التى ينحتها الجليد المتحرك فى الصخور اللينة نسبيا كالأحجار الجيرية أو صخور الشيل، وقد يصل عمقها مترين وطولها بين ٥٠ - ١٠٠ متر.

٣- الخطوط الغائرة الدقيقة Striations التى نقشتها الأحجار والجلاميد الصخرية التى احتواها الجليد المتحرك فوق الصخر.

٤- مواد الصخر المطحونة «دقيق الصخر» Rock Flour التى تحملها مجارى المياه المنصهرة من ألسنة الجليد الممتدة من الثلجات أو أنهار الجليد الحالية.

ورغم هذا فقد شكك بعض الباحث فى فاعلية عملية البرى. فلقد قيل، على سبيل المثال، أنه بسبب تغيرات هامة تحدث فى الحالة الطبيعية (الفيزيائية) للجليد تحت تأثير الضغط الشديد، فإن حمولة القاع لثلاجة (نهر جليدى) معينة لا تستطيع ان تتحرك بقدرة كافية تتمكن بواسطتها من إحداث تأثير واضح على الصخر الصلد الواقع أسفلها.

وإن مشاهدة الباحث كارول H.Carol (١٩٤٧) الذى توغل قرابة ٥٠ متراً أسفل سطح جليد ثلاجة أوبر جرينديل فالد Ober Grindlwald فى سويسرا، لذات أهمية خاصة فى هذا المجال. فقد لاحظ كارول أنه حيثما يمر الجليد السفلى فوق الصخور الغنمية Roches Moutonnées، فإن سرعة الجليد تتضاعف على وجه التقريب، ذلك أنها تصبح ٧١,٨ سم فى اليوم الواحد، بينما تكون سرعة الجليد العلوى فى النهر الجليدى (الثلاجة) ٣٦,٨ سم فقط فى اليوم. ويبدو أن الجليد يتخذ نوعية لدنة لينة،

ولاحظ كارول أن الجليد السفلى هذا لم يكن حاملا لحصى وأحجار شديدة الالتحام به بدرجة تكفى لحدوث حزوز وتلوم فى منحدرات الصخور الغنمية الملساء المواجهة لاعالى النهر الجليدى.

وحينما نذكر تأثيرات عملية البرى بواسطة الجليد، ينبغى لنا أن نتذكر باستمرار أن الصقل والحز والتخدد قد تكون جميعا عمليات ثانوية معدلة، تشكلت أصلا بطرق ووسائل أخرى. وكثير من الأسطح المصقولة التى تشاهد فى الأودية التى أصابها فعل الجليد ما هى إلا أسطح انفصال طبقي كاذبة، انكشفت وظهرت بعد إزالة الغطاءات الصخرية من فوقها بواسطة عمليات تعرية أخرى مختلفة. ويبدو أن عملية البرى بواسطة الجليد تكون ذات تأثيرتحتاى فعال فى الصخور الضعيفة، وتصبح قليلة الأهمية والغايلية فى الصخور الصلدة المندمجة.

جـ) الإقتلاع Quarrying or Plucking

من بين المميزات الظاهرة والشائعة الوجود فى الجهات التى أصابها فعل الجليد، كثرة الجروف الصخرية والمنحدرات التى تبدو ناتجة عن أسفنة الصخور، أو اقتلاع وإزالة كتل صخرية كبيرة كانت تحيط بها الفواصل. وتوجد أمثال هذه الجروف والمنحدرات على نطاق واسع عند رؤوس الحلبات الجليدية Cirques، أو مصاحبة لدرجات رئيسية فى أرضية الوادى. كما توجد على نطاق ضيق فى جوانب الصخور الغنمية المواجهة لأدانى الأنهار الجليدية وعند قيعان وجوانب الأودية التى أصابها تأثير الجليد.

ويرى بعض الباحث، بل كثير منهم، إن الإقتلاع أكثر عمليات النحت أهمية وتأثيرا بواسطة الثلاثات، وهو المسئول أكثر من غيره فى نشوء ونمو الاشكال الارضية الجليدية المثالية وهى الحلبات الجليدية، والدرجات الصخرية Rock Steps، والأحواض الصخرية Rock Basins والصخور الغنمية (أو ظهور الخراف). وهذا الرأى مبنى على أساس نظرى من جهة، وأدلة وشواهد حقلية فعلية من جهة أخرى.

وقد أشار فلينت Flint الى أن عملية اقتلاع معظم أنواع الصخور بواسطة الجليد أسهل بكثير من تعريتها وإزالتها عن طريق عملية البرى. وفضلا عن ذلك فقد استطاع أن يثبت، من خلال دراسته لانماط الفواصل فى الصخور الغنمية، أن المواد الصخرية التى أزيلت من منحدرات الجانب الظليل (تجاه المصب) كان أكثر بكثير من المواد التى أزيلت من منحدرات الجانب المواجه لدفع الجليد (تجاه المنبع) كما تبين أن الأودية التى أصابها فعل الجليد تنقسم بعمق الحد فى النطاقات التى تتميز صخورها بكثرة الفواصل وتقاربها مما يؤدى الى استجابتها وإذعانها لعملية الإقتلاع. ويشاع فلينت Flint الرأى

القائل بأن عملية الاقتلاع عموماً (بالرغم من وجود استثناءات محلية) أقدر بكثير على تعرية الصخر من عملية البرى.

ورغم هذا فهناك عدد من المشكلات الصعبة تكثف عملية الاقتلاع، وهذه سنحاول استكشافها حين الكلام عن الدرجات الصخرية Rock Steps، والحليات الجليدية Cirques أما الآن فسنعرض لبعض النقاط المناسبة لتوضيح عمل الإقتلاع بواسطة الجليد.

من الممكن أن تتأثر عملية الاقتلاع بطريق من الطريقين الآتين :

١- فقد يتجمد جليد الثلجة فوق الصخر الصلب، وما دام الجليد يتحرك فإنه يقتلع كتلا تكون محاطة بالفواصل أو بخطوط ضعف أخرى.

٢- تسرب المياه من الفواصل ثم تجمدها، وما ينشأ عن التجمد من تمدد يؤدي الى أسفنة الكتل الصخرية (قطعها في هيئة أسافين)، فتتزاح من مكانها وتتحرك مع الجليد الزاحف.

وينبغي هنا أن نشير إلى أنه يشك في إمكانية حدوث ذبذبات حرارية حول نقطة التجمد عند قاعدة جليد الثلجة خاصة وأنه يصعب تداخل تأثيرات الغلاف الجوى في الجليد ووصولها الى أسفله.

وقد حقق لويس Lewis (١٩٤٧) وجود بعض أسافين الصقيع أسفل جليد الثلجات، وذلك بأن حفر نفقا أسفل جليد إحدى ثلجات الفرويغ، ووجد كثيراً من الشواهد التي تدل على حدوث التجمد والانصهار Freeze-Thaw، وذكر ان كل الأدلة تشير الى فاعلية هذه العملية، وأنها المؤثرة في تفكك الصخر أسفل جليد الثلجة. ورغم هذا فإن كيفية حدوث عملية التجمد والانصهار تظل غامضة.

ونحن لا نوافق بوى Boye (١٩٤٩) على رأيه القائل بأن تفكك الصخور فى قاع الوادى الجليدى قد حدث بفعل تجوية الصقيع فى فترة سابقة لحدوث الجليد والفترة الجليدية مباشرة، سادتها ظروف باردة جداً تشبه ظروف هامش الجليد Periglacial. فنحن نعلم أن معظم الثلجات قد عمقت أوديتها بمقدار يصل الى بضع مئات من الامتار.

د) إنزياح الضغط (Dilatation Pressure Release):

اتضح أن أهمية انزياح الضغط كعامل مساعد للتعرية الجليدية، وخاصة لعملية الاقتلاع، منذ أواسط الخمسينات، حينما تمكن لويس Lewis (١٩٥٤) من وصف ما أسماه «انفجار» Bursting up «طبقات» صخر النيس عقب انصهار الجليد الذى كان

يغطيها بسمك كبير، عندما تراجعت ثلاجة Svellnosbreen في إقليم Jotunheim، وقال بأن بعض الفتات الصخرى الذى انفصل بهذه العملية من الخشونة والحدة بحيث يدل على أن اقتطاعه ينبغي أن يكون قد حدث عقب تراجع جليد الثلاجة.

وفى ذلك يقول لويس بأن صخور النيس كانت تقع تحت تأثير ضغط سمك من الجليد يبلغ آلاف من الأمتار. وقد انزاح هذا الضغط بالتدريج نتيجة لتراجع الجليد. وتمكن صخر النيس من الحفاظ على اندماجه حتى انتهاء تراجع الجليد تماما، ثم بدأ فى التفجير بعد ذلك. ويرى لويس بأنه لو عاد الجليد التى التقدّم مرة أخرى، لتمكن من ازالة واكتساح التكوينات السطحية المفككة من صخر النيس. والواقع أن تأثيرات انزياح الضغط بسبب الانصهار الجليدى تتضح على الخصوص عند جبهة الثلاجة، لكنه يرى أن أى إنقاص لسمك الجليد بالانصهار السطحي يترتب عليه انزياح للضغط، وبالتالي التأثير على صخور الأساس. ومثل هذا الانزياح الضغطي يحدث فى جوانب الصخور الغنمية (ظهور الخراف Roches Moutonnées) والدرجات الصخرية المواجهة لأداني النهر، فيضعف الصخر عن طريق ازدياد فتحات الشقوق والفواصل، التى بدورها تساعد عملية الاقتلاع الجليدى.

وقد وجدت آراء لويس Lewis تعصيذا وسندا من لينتون Linton (١٩٦٣)، الذى برهن على أن الوديان و«الاحواض» الجليدية العميقة تنشأ أصلا بفعل النحت الجليدى وحده، ثم يزداد بعد ذلك تأثير عملية الاقتلاع Quarrying التى تتضح فى تشكيل الدرجات الصخرية وأحواض الاقتلاع. وتتحصر المشكلة فى كيفية تفسير فعالية العملية عند قاعدة الجليد حيث الصخر الأصم، وحيث تكاد الذبذبات الحرارية تنعدم. وهنا يلتقى رأى لينتون مع فكر لويس فى أن انزياح الضغط عن صخر الأساس مهم فى تجزئته وتحطيمه على امتداد الشروخ والشقوق والفواصل. ذلك أن تعميق الوادى يعنى اكتساح كميات من الصخر، وبالتالي تخفيف الضغط على القاع الصخرى، وحتى حينما يحل الجليد محل الحطام الصخرى، فإن الضغط يقل أيضا بنسبة الثلثين، لأن كثافة الجليد ثلث كثافة الصخر على وجه التقريب. وتبعا لذلك فإنه مهما كان سمك الجليد فى النهر الجليدى فإن الضغط يخف على القاع، مما يسبب تمّدا للصخر وتحطيمه. ويمكن لهذه العملية أن تستمر دائبة فى قيعان الأودية الجليدية مهما اشدت عمقها. وبها يمكن تفسير مسألة تواصل تعميق الوديان الجليدية.

أشكال التعرية الجليدية

الأودية الجليدية :

لا شك أن الأودية التى نراها اليوم فى المناطق التى أصابها فعل الجليد التى تتخذ

شكل الحرف الإفرنجي U، كانت في الأصل أودية أنهار مائية، ثم تعدل شكلها وتغير بفعل الجليد (أثناء عصر البلايوسين) مارس فيه فعله، فأخذ في تعميق وتوسيع الوادي النهري، كما عمل على أن يكون الوادي مستقيماً، وذلك بنحت وتقطيع الألسنة الصخرية Spurs التي تحف به. معنى ذلك أن التحول في شكل الوادي النهري الأصلي يقتضي حدوث أمرين :

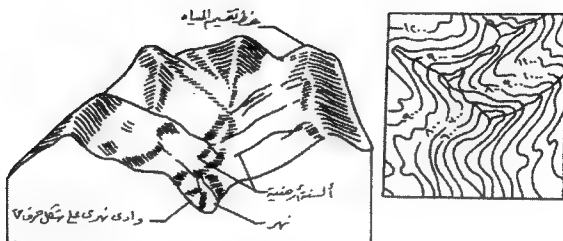
الأمر الأول : نحت جليدي رأسى يدل عليه وجود أحواض متعمقة في أجزاء من قاع الوادي، ودرجات صخرية في أجزاء منه أخرى، إضافة إلى حمولة قاع ضخمة تظهر وتتكشف عند نهايته.

والأمر الثاني : نحت جليدي جانبي تشير إليه الصخور الغنمية فوق جوانب الوادي، إضافة إلى كميات عظيمة من الرواسب المكونة للركام الجانبي، والتي نشأ بعضها بفعل الصقيع فوق المنحدرات التي تعلق منسوب جليد الثلاثة.

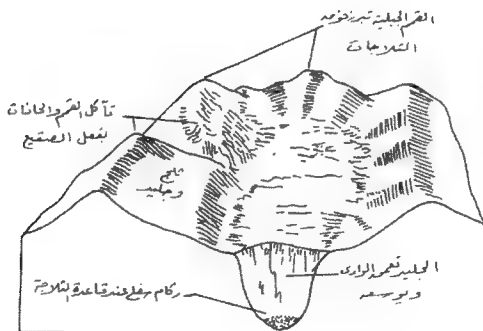
وحيثما نتبع الأشكال الثلاثة (٤١ أ، ب، ج) يمكننا أن نتعرف بسهولة على طريقة تكوين الأودية الجليدية التي تبدو بشكل الحرف الإفرنجي U. ويوضح الشكل (٤١ أ) مظهر منطقة جبلية يجري بها نهر مائي له روافد تأتيه من مناطق تقسيم المياه على جانبيه، وذلك قبل أن تتأثر المنطقة بفعل الجليد.

وحيث غطى الجليد المنطقة (أثناء العصر الجليدي) بدأ يمارس فعله (٤١ ب) فأخذ في تعميق وتوسيع الوادي النهري، كما أخذ في العمل على أن يكون الوادي مستقيماً وذلك بنحت وتقطيع الألسنة الجبلية Spurs التي تحف به، وتراجعت بالنحت والتجوية خطوط تقسيم المياه وتقطعت وتحولت إلى حافات جبلية وقمم هرمية الشكل.

وحيثما ذاب الجليد نهائياً، ظهرت تلك الأشكال بوضوح، فأنت ترى في الشكل (٤١ ج) هيئة الوادي أشبه بحرف U، وهو يمثل القطاع العرضي المثالي للوادي الجليدي. فهو يبدو أشبه بحوض مستطيل قاعه منبسط وتحف به جوانب شديدة الانحدار. وفوق هوامش الوادي العليا من الجانبين نرى مصطبتين أو كتفين يقعان بينها وبين الحافات الجبلية الأعلى. وتهبط الروافد بانحدارات عادية فوق الاكتاف، لكنها ما تلبث أن تندفع عند هوامشها وتسقط بشلالات إلى قاع الوادي الرئيسي. وطبيعي أن يكون هناك تفاوت في تفاصيل مثل هذه الأودية، مرده إلى طبيعة الصخور وتراكيبها في المنطقة. والخصائص التي أوردناها هي للشكل المثالي الذي يمثله وادي لوتر برنونين Lauterbrunen الشهير بسويسرا.



شكل (٤١ أ) منطقة جبلية تحوي أودية نهريّة مائية قبل
أن يصيبها فعل الجليد



شكل (٤١ ب) نفس المنطقة السابقة وقد غطاها الجليد

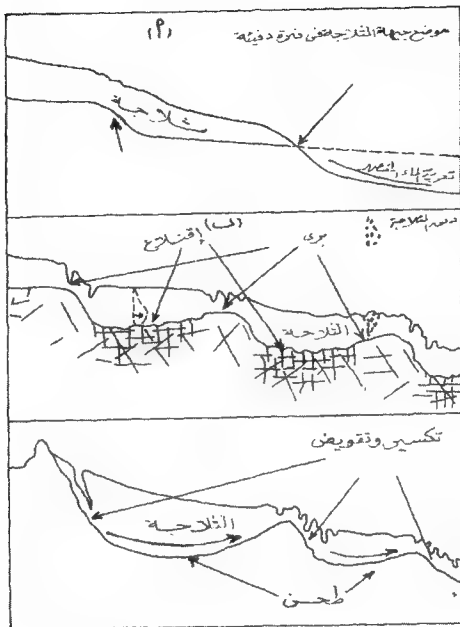
كسواحل النرويج وسواحل ألأسكا. وتبلغ الفيوردات أعماقاً عظيمة، ذلك أن فيورد سوجنى Sogne-Fjord ، الذى تقع قرب نهايته فى المحيط مدينة بيرجين Bergen النرويجية، يبلغ من العمق زهاء ١٣٥٠ متراً فى المتوسط، كما يصل عمق فيورد لين Lynn فى غرب ألأسكا نحو ٥٠ متراً. ولقد نغزو قدراً من عمق المياه فيه الى الإغراق بسبب إرتفاع منسوب المياه فى فترة ما بعد الجليد، وهذا القدر لا يتعدى ١٠٠ متر، معنى هذا ان الجليد قد تمكن من نحت الفيورد رأسياً وتعميقه بهذا القدر الذى لا يزيد على الالف متر.

ومعلوم ان المجارى المائية (الانهار) لا تستطيع أن تنحت الى ما دون مستوى القاعدة، بينما يتمكن الجليد من النحت أسفل منسوب البحر، فهو قد نحت فيوردات النرويج الى أعماق تزيد على ١٢٠٠ متر، ووصل تعميقه للفيورد لين ألأسكى الى عمق يزيد على ٧٠٠ متر أسفل منسوب البحر. ولما كانت كثافة جليد الأنهار الجليدية يبلغ نحو ٠,٩، فان جليدها الذى يبلغ سمكه مثلاً ١٠٠٠ متر يستطيع أن يواصل نحته الرأسى فى قاع واديه، حتى ولو تم إغراقه لعمق ٩٠٠ متر. وإذا أضفنا الى ذلك علو جوانب فيورد لين الشديد الانحدار والذى يبلغ ٧٠٠ متر فوق منسوب البحر الحالى، فان المحصلة النهائية للنحت الرأسى للجليد فى الفيورد تبلغ أكثر من ١٤٠٠ متر.

ثانياً - الدرجات الصخرية Rock-Steps فى الاودية الجليدية :

تتميز الأودية الجليدية بخصائص كثيرة مثل وجود أحواض صخرية قد تحتوى على مياه مكونة لبحيرات، أو قد تمتلئ بالرواسب الجليدية، أو المواد الجليدية المائية، كما تتميز بكثرة وجود قطوع انحدار، ودرجات صخرية، ولعل أهم هذه الخصائص تلك الدرجات الصخرية التى تتنوع فى أشكالها، لان بعضها قد تشكل بفعل التعرية الجليدية وحدها، وهذا النوع الشديد الانحدار الذى يبدو بهيئة جروف تقترب من الوضع الرأسى، بينما البعض الآخر قد تعدل بفعل النحت النهري المائى.

وقد تعرض عدد من الباحث لتفسير نشأة هذه الدرجات الصخرية على القطاع الطولى للأودية الجليدية، وصاغوا لها نظريات يبدو القليل منها مقنعاً. فقد رأى ولیم موريس ديفيز، بناء على دراسته لامثالها فى وديان شمال ويلز، بأنها تماثل المساقط المائية على القطاع الطولى للمجرى المائى الشاب غير المتعادل. وهذا رأى لا يساعد بأى حال على تفسير وفهم العمليات المسؤولة عن تكوين الدرجات. بل انه على العكس من ذلك يودى الى فهم يبعد عن الصواب، يوحى بامكانية ازالة الدرجات التى تنشأ بهذه الطريقة بواسطة التعرية الجليدية (كماتفعل المياه الجارية فى إزالة الشلالات).



شكل (٤٢) الطرق الممكنة لتكوين درجات الوادي

- أ- حماية الجليد .
- ب- الافتتاح الجليدي المصحوب بالدفق الجليدي .
- ج- الطحن والالتقاط المصحوب بالترحلق .

ولقد يبدو مقبولا ان نفس تكوينها بالتمايز في عملية النحت الرأسى بواسطة الجليد أثناء تعميق قاع الوادى، فيزداد النحت فى الصخور الرخوة، وتبقى الصلبة المقاومة

ناتئة، وبالتدرج يزداد ظهورها ووضوحها وبالتالي تحديد معالم الدرجات.

وقد حاول جارود (Garwood 1910) تفسير نشأة الدرجات الصخرية في الأودية الألبية عن طريق اعتبار كل درجة بمثابة الموضع الذي عنده توقف النحت الرأسى عند مخرج المجارى المائية من جبهات (نهايات) التلالجات أثناء مراحل تراجعها، أى أثناء الفترات غير الجليدية، بعدها كانت المياه تشق طريقها وتعمق رأسياً. وتقابل النظرية كثيراً من الصعاب، لعل أهمها أن المجارى المائية القوية لا تتكون فجأة ومباشرة عند جبهة التلاجة، وإنما تتكون للبقاء وتوحيد عدد كبير من مجارى أسفل الجليد. وإذا كانت المجارى المائية قادرة على النحت والتعميق خارج جبهة الجليد، فإنها بالتالى قادرة على النحت والتعميق أسفل الجليد أيضاً. ومع هذا فقد تكون نظرية جارود مفيدة في تفسير الشكل الذى تتخذه بعض أجزاء الوادى الجليدى الذى يبدو فى هيئة الحرف V أو الرقم 7. وقصارى القول أن درجات الأودية لا تتزامن ولا تتطابق مع حدود مواقع الجليد فى الفترات غير الجليدية، وإنما ترتبط فى معظم الحالات بحزم من الصخور الصلدة المقاومة، أى أنها درجات تركيبية أو بنائية Structural. ولا شك أن هذه الحقيقة الأخيرة تضعف نظرية سولش Solch التى تقول بأن الدرجات الألبية ما هى إلا نقاط (رؤوس) تجديد شباب نهري سابقة للزمن الرابع، نشأت عن عمليات رفع للطباق الجبلية الألبية فى أواخر الزمن الثالث.

وتنبئ كثير من النظريات الحديثة الخاصة بكيفية تكوين الدرجات على حقيقة ارتباط تلك الدرجات بصخور متفاوتة الصلابة والمقاومة. فيرى ماتثيس Matthes (1930) من دراسته لأحد الأودية المتأثرة بفعل الجليد أن قاع الوادى قد تأثر بعملية الإقتلاع الجليدى لأن صخوره كثيرة لفواصل ومن ثم فهي ضعيفة، أما درجات الوادى فتتطابق مع مخارج الصخر الصلد المقاوم.

وهناك عامل مهم مساعد يتمثل فى طبيعة تحرك الجليد فى النهر الجليدى. ذلك أنه بتجمع الجليد وازدياد سمكه يضغط على القاع، حيث تزداد سرعته، فيزيد من فاعلية عملية الاقتلاع.

وقد أشار الى أهمية ضغط الجليد وازدياد سرعته ومن ثم مقدرة على الاقتلاع، الباحث شتراف بىكر Streiff-Becker، الذى قام بدراسات مكثفة فى منطقة حقل جليد كلاريدن Clariden Firm فى جبال الألب لمدة واحد وعشرين عاماً. فقد تبين من القياسات الدقيقة التى قام بها لسرعات تحرك الجليد على سطح التلاجة، أنها ليست كافية بأى حال لإزالة ونقل كل الثلج والجليد المتراكم فى منطقة حقل الثلج Névé Re-

gion. لهذا فقد استنتج هذا الباحث أن الجليد في أعماق الثلجة وعند قاعها يتحرك بسرعة أكبر من سرعته عند السطح.

أما فوق الدرجات الصخرية، فإن حركة الجليد بالجاذبية تكون عادية. وهنا تتواجد السرعات القصوى عند سطح الثلجة أو بالقرب منه. وتنتفخ بسبب الحركة شقوق كبيرة ناتجة عن الشد الى عمق يصل الى بضعة مئات من الامتار.

ويرى لويس Lewis (١٩٤٧) أن الدرجات الصخرية والصخور الغنمية Roches Moutonnées أشكال متماثلة الاصل والنشأة، وأن الاقتلاع Plucking أو التقويض Supping في الوجه المواجه لأدنى النهر يمثل العملية المهمة في تكوين الدرجة. وفي ذلك يقول لويس من خلال أبحاثه في ثلجات النرويج، أن الصخور الغنمية والدرجات الصخرية التي يكثر وجودها على امتداد الثلجات الضحلة تتحطم وتتقوض في جوانبها المواجهة لأدنى النهر، وبهذه الطريقة يزال الكثير من الصخر من جوانب الثلجة وقاعها. وقد تسبب عمليتا الطحن والصفل في تشكيل روابي وأكمات، لكن المواد المزالة بهذه الوسيلة تكون صغيرة، بالقياس بالكمية الضخمة من المواد التي تكتسحها عمليتا التجمد والذوبان والاقتلاع Freeze Thaw and Plucking.

وهنا ينبغي أن نشير الى كيفية حدوث التكسير والتحطيم الذي تحدثه عملية التجمد والذوبان في وجه الدرجة الصخرية. وفي تفسير ذلك يقول لويس Lewis إن فعل الصقبة محتمل أسفل جليد الثلجات الرقيقة، حيث تظهر الكسور الصخرية من خلال سطح الجليد، أو حيثما تتمكن الشقوق في سطح الجليد من الوصول الى قاع الثلجة. ومع هذا فإنه من الصعب ملاحظة عملية التحطيم الصقيعي للصخر أسفل الثلجات السمكة. لكن تشير كل الدلائل الى عظم عملية التعرية حيث تتواجد الثلجات السمكة الجليد.

ولقد تقدم لويس Lewis بحل مؤقت لتفسير هذه الظاهرة مؤداه : أنه بسبب انخفاض نقطة التجمد نتيجة للضغط الشديد الذي يشهه الجليد ذو السمك الكبير، فإن المياه المنصهرة تتخلل سمك الجليد وتنفذ الى أسفله، حيث تدخل الشقوق الموجودة في الصخور في حالة سائلة دون أن تتجمد، رغم أن درجة الحرارة تكون أقل من الصفر المئوي. وحينما تمر الثلجة فوق درجات صخرية، يحدث انزياح للضغط، ومن ثم ترتفع نوعا درجة التجمد، ويترتب على ذلك تجمد المياه الباردة. لكن تأثير التجوية الصقيعية يكون حينئذ صغيرا جدا، لأن درجة حرارة المياه المتجمدة تكون أدنى من الصفر بقليل، فلا يحدث سوى تمدد طفيف للجليد في شقوق الصخر.

ومن جهة أخرى فإن عملية انزياح الضغط يمكنها أن تنجز تأثيراً فعالاً حتى في الأعماق الكبيرة، لا تتمكن من إنجازها عملية التجوية بواسطة التجمد والذوبان. ولهذا

فإن رأى لويس القائل بأن الدرجات الصخرية تنشأ عن تكسير الصخور المكونة لأوجها ما يزال صحيحا. وقد فسر لويس تكوين الأحواض الصخرية التي غالبا ما تفصل بين الدرجات الصخرية، عن طريق البرى أو الطحن بواسطة توالى انزلاق الجليد.

ولعله من المناسب أن نختم هذه الدراسة للأودية الجليدية وما يصاحبها من ظاهرات، بالإشارة إلى تصنيف الأستاذ لينتون Linton لهذه الأودية. فقد قسمها إلى أربعة أنماط هي :

١- الأودية الألبية Alpine Troughs :

وهي الأحواض التي تتغذى حاليا، أو كانت تتغذى بالجليد عن طريق مناطق تجميع ثلج وجليد تحيط برأس الوادى الجليدى مباشرة. وقد تعدلت الروافد السابقة هنا، وتحولت الى سلسلة من الحلقات الجليدية Cirques المتقاربة المتجمعة التي تبدو معلقة فوق الحوض الرئيسى. وتوجد أمثلة لها في أعالي ثلاجة الراين والرون في الألب وأيضا في بعض أودية إقليم البحيرة Lake District ببريطانيا.

٢- الأودية الأيسلندية Icelandic Troughs :

وتوجد حيثما يتجمع الجليد فوق هضاب فسيحة، وينصرف جليدها عن طريق شلالات جليدية شديدة الانحدار، إلى رؤوس الأودية التي تقطع هوامش الهضبة. ومثلها كثير من الأحواض الجليدية التي تغذيها أفرع القلنسوة الجليدية الأيسلندية.

٣- الأودية المركبة Composite Troughs :

وهي تلك التي تستخدم جزئيا بواسطة أودية نهريّة كانت موجودة قبل الجليد، إضافة الى مجارى جديدة أضافتها التعرية الجليدية. وترتبط نشأتها بعملية «كسر منطقة تقسيم المياه» بواسطة الجليد، ذلك أنه في كثير من الكتل الأرضية المرتفعة، كان الجليد المتجمع أثناء عصر البلايوسين من الضخامة بحيث لا تتمكن الأودية الموجودة فعلا من تصريفه. ومن ثم يضطر الجليد المتجمع للعثور على منفذ له عبر نطاق تقسيم مياه مجاور مشكلا للسان جليدى فرعى. وينحت هذا اللسان الجليدى وأمثاله أحواضا، ويعمقها الى منسوب الوادى الرئيسى. ومن ثم ينشأ نطاق يحوى عددا من الأحواض بعضها، وهو الرئيسى، قديم، والبعض الآخر أحدث منه نشأ بفعل الجليد المتراكم.

٤- الأودية المتداخلة Intrusive Troughs :

وتوجد حيثما تمكنت الثلجات من قطع أوديتها ضد الإنحدارات الأرضية السائدة في عصر ما قبل الجليد، وبالأخص حيثما كانت حركة الجليد تتجه من السهول نحو الاراضى المرتفعة.

٥- الأودية الفيوردية Fiords :

وتتصف بصفات نجدها في الأنواع الثلاثة السالفة. وتتميز الفيوردات بالخصائص الآتية :

أ) إمكانية النشأة على طول خطوط ضعف فى قشرة الأرض، كمنطقات العيوب، ومناطق الإنكسارات، ومن ثم يظهر كثير منها متخذاً الشكل المستطيل كفيوردات النرويج.

ب) الحفر والتشكيل بواسطة الجليد، الذى تمكن من النحر الى ما دون منسوب البحر المعاصر لفعله.

الأودية المعلقة

جرت العادة على اعتبار الأودية المعلقة Hanging Valleys شكلاً أرضياً من صنع التعرية الجليدية وحدها، فهى ظاهرة تختص بها. والواقع أن الأودية المعلقة لا يقتصر وجودها فى الجبال التى أصابها ويصيبها فعل الجليد، فهى توجد أيضاً حيثما يتمكن واد نهري من تعميق مجراه كثيراً بالمقارنة بروافده، ويحدث ذلك حينما يجرى النهر الرئيسى متبعاً نطاق ضعف جيولوجى شديد. وقد فسر جاروود Garwood تكوين الأودية المعلقة فى جبال الألب كنتيجة لحماية الجليد لأودية الروافد النهرية الصغيرة، فى الوقت الذى يكون النهر الرئيسى خالياً من الجليد، فتتحرر له المياه الجارية مجرى عميقاً (شكل ٤٣ أ) لكن يبدو أن هذا التفسير الخاص بحماية الجليد وتأثيره الواقى لم يعد يلقى قبولا لدى الجيومورفولوجيين، مثله فى ذلك مثل درجات الوادى الجليدى.

والأودية المعلقة ظاهرة عادية ومُتَوَقَّع وجودها بكثرة فى المناطق التى أصابها فعل الجليد. ولا شك أن تحول الوادى من شكل الحرف V الى الشكل الحوضى U بواسطة التعميق أو التوسيع الجليدى أو بكليهما معاً، يستلزم بتر المجارى الدنيا للأودية الرافدية (شكل ٤٣ ب) ورغم أن وديان الروافد هذه تعاني من التعرية الجليدية، فإن تلك التعرية لا تستطيع تعميقها بالقدر الذى يحفظ لقيعانها منسوباً يتفق مع منسوب قاع الوادى الرئيسى.

وهناك ثلاثة عوامل تؤثر فى زيادة الاختلاف فى المنسوب بين قاع الوادى الجليدى الرئيسى وقيعان روافده هى :

١- قوى النحت الجليدى للثلاجات الكبيرة أعظم بكثير من قوى نحت الثلاجات الصغيرة، فالأولى قادرة على ممارسة عملية جر وسحب احتكاكية كبيرة على صخور القاع، كما أنها تقوى على حمل حمولات ضخمة من المواد الركامية، التى تستخدمها فى عملية البرى والنحر، ومن ثم تتمكن من تعميق أوديتها بمعدلات أسرع بكثير من معدلات النحر التى تقوم بها الروافد الجليدية الصغيرة.

٢- ويختص العامل الثانى بحقيقة أن أسطح جليد الثلاجات الرافدية يكون متناسقاً عند التقائها، فإذا ما حدث وكانت إحدى الثلاجات الرافدية الصغيرة عن غيرها فإن

قاعها (أى منسوب قاع الوادى الذى يتحرك عليه جليدها) ينبغي أن يكون مرتفع المنسوب. ذلك أنه من المؤكد أن سطح الثلجة الصغيرة لا يمكن أن يكون أدنى منسوباً من منسوب الثلجة الأكبر حجماً. ويترتب على التقاء الروافد الجليدية بالنهر الجليدى الرئيسى توقف حركة جليد الروافد، بل لقد ينصرف بعض جليده الى تلك الروافد. وفى كلتا الحالتين يتوقف التعميق الجليدى فى الوادى الرافدى.

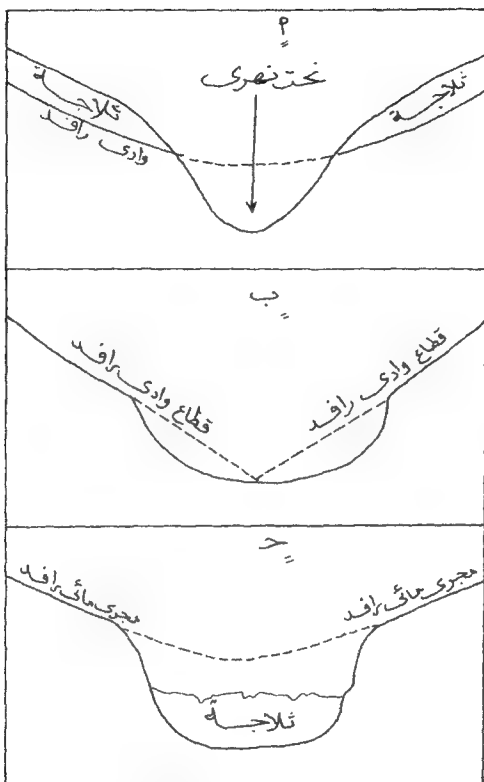
٣- أن الأودية الجليدية الكبيرة التى تتغذى بكميات ضخمة وفيرة من الثلوج التى تتحرك فيها بسرعات كبيرة، يمكنها الوصول نزلاً الى وادى نهر رئيسى، يخترق مناطق دفيئة نوعاً، تجرى فوقها روافد تملأ من الجليد، وتجري بها مياه قليلة لاتقوى على النحر والتعميق إلا بقدر يسير، فتبقى قيعانها عالية «معلقة» فوق الوادى الرئيسى (شكل ٤٣ ج).

ونصادف هذه الحالة التى تبدو على طرفى نقيض مع نظرية «الحماية الجليدية» لجارود، على سبيل المثال فى إقليم فاليس Valais بسويسرا عند رأس فال دى رين Val d'Hérens، حيث تشغل ثلجة فريبكل Ferpécle وادياً عميقاً يملأ جانبه الشرقى من الجليد الذى تحل محله مجارى مائية صغيرة، تحز أوديتها الضحلة الضعيفة التحديد، وتستقى مياهها من مياه جليد ثلاجات حلبية صغيرة على الجانب الغربى من مرتفع دانت بلانش Dent Blanche.

الحلبات الجليدية

تبدو الحلبات الجليدية (Cirques بالفرنسية، و Corrie أو Coire بالجليسية) فى شكل تجاويف مدرجة، وهى تعد أكثر الأشكال الأرضية المميزة للتعرية الجليدية، وهى ظاهرة نموذجية لها، فلا نجد لها نظيراً خارج نطاق المرتفعات التى أصابها فعل الجليد، وهى فى ذلك تتميز على الأودية التى تتخذ شكل الحرف U وعلى الأودية المعلقة، التى، كما سبق أن ذكرنا، قد نجد لها نظيراً خارج نطاق المناطق الجبلية التى سبق تجليدها. وهى أيضاً أكثر الأشكال الأرضية الجليدية النشأة التى احتدم النقاش فى كيفية نشأتها، وما تزال عمليات تكوين جدران رؤوسها وأحواضها الصخرية غير مفومة.

ويتفق كثير من المؤلفين على أن الحلبات قد تكونت أصلاً بواسطة عملية تعرية الإذابة الجليدية المحلية Nivation or Snow-Patch Erosion وفى بعض المواضع المحمية من الإشعاع الشمسى فوق السفوح المواجهة للشمال والشمال الشرقى، قد يتراكم الثلج فى بعض التجاويف الضحلة، وفى مجارى الجداول، بل وحتى فوق بعض أجزاء المنحدر حيثما يستطيع الاستقرار. وتقوم عملية التجوية بواسطة التجمد والذوبان Freeze Thaw، إضافة إلى نقل الرواسب المسحوقة بواسطة الماء المنصهر، يتكوين منخفض عميق مستدير، فيه يتجمع الثلج ويزداد سمكا باستمرار.



شكل (٤٢) تكوين الأودية المعلقة
 (أ) حماية الجليلد. (ب) توسيع الوادي
 (ج) تعرية الجليلد للوادي الرئيسي

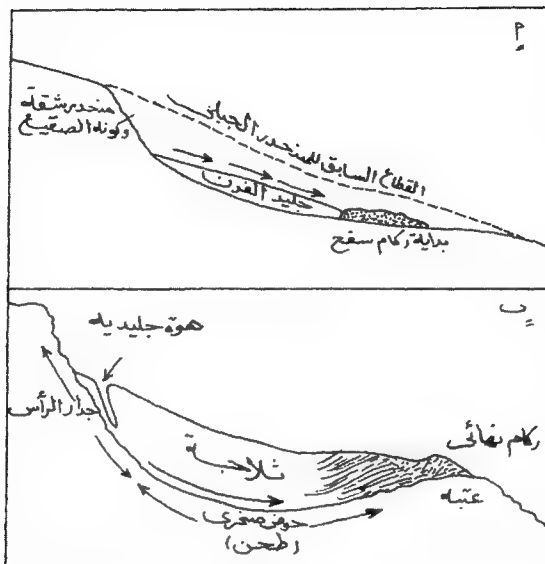
ويتبلور هذا الثلج، حينما يزيد عمره عن سنة كاملة، ويبقى في موضعه في المنخفض بسبب قلة فاعلية الانصهار الصيفي، ويتحول الى ثلج حبيبي يعرف باسم Firm بالألمانية، وباسم Névé بالفرنسية، ويتم ذلك بالانصهار والتجمد، والضغط، والاندماج، وخروج الهواء من بين ثنياه، وقد قدر أن كل ٣٨ م^٣ من الثلج الحديث تلزم لتكوين متر مكعب واحد من جليد القرن Firm-ice. وباستمرار وتواصل هذا التحول يحدث تعديل لطبيعة جليد الفيرن فيصبح لدنا، ومن ثم يبدأ في التحرك نزلا.

وتحتاج تجاويف فعل التجمد والذوبان هذه Nivation Hollows الوصول إلى حجم وعمق كبيرين نوعا قبل المراحل النهائية لتكوين الثلجة الحلبية Cirque Glacier وفي بعض الاحيان تبدو هذه التجاويف مماثلة للحلقات الحقيقية، اذ تتميز بجدران عند رأسها شديدة الانحدار، قد مزقها الصقيع، ذات علو يتراوح بين ٣٥ - ٧٠ متراً. وقد تنزلق المواد المتحللة عبر جليد الفيرن، وتتراكم عند أسفله مكونة لأكوام من الحطام تشبه الركام، أوما يمكن تسميته بركام سفح صغير (شكل ٤٤ أ). ويمكن رؤية تجاويف فعل التجمد والذوبان في مراحلها النهائية مقترية جداً من أشكال الحلقات الحقيقية في أعالي منحدرات وادي الرون بسويسرا.

وليس هناك شك في التحطيم بواسطة فعل الصقيع في جدران رأس الحلبة يستمر في أعقاب ظهور الثلجة الحلبية. ومن الواضح أيضاً أن تحلل واجهة الصخر يستمر أسفل مستوى الثلجة، لأن جدران الحلقات المهجورة التي شققها فعل الصقيع قد تكون مرتفعة لبضع مئات من الأمتار، وتمتد عند أسافلها الى أرضية التجويف.

ولقد اقترح جونسون W.D. Johnson سنة ١٨٩٩ رأياً مقبولاً لكن مع التحفظ. ففي العادة نرى عند رأس كل ثلجة حلبية شقاً رئيسياً في الجليد، يعرف في الألمانية باسم بيرج شروند Bergschrund وبالعربية باسم الهوة الجليدية الذي قد يخترق الجليد الى عمق يصل الى ٥٠ متراً وأكثر، وقد يتمكن هذا الشق، الذي ينشأ عن قوى الشد حالما تخلع الثلجة عن جدار رأس الحلبة من الوصول إلى الصخر الذي يرتكز عليه الجليد في بعض الأحيان. ويعتقد جونسون، ان تجوية التجمد والانصهار تنشط عند ذلك، وتؤدي الى اقتلاع كتل صخرية تندمج في الجليد الذي يستخدمها كأداة سحق وكشط لأرضية الحلبة (شكل ٤٤ ب).

وكما قلنا فان نظرية جونسون مقبولة لكن بتحفظ. اذ أن عملية التجوية المذكورة لا يمكن أن تتم الا اذا وصلت الهوة الجليدية الى الصخر، ثم ان عمل التجوية في هذه الحالة ينحصر في مكان محدود جداً في الصخر، وهذا خلاف ما يشاهد من تكسير يتم في جميع أنحاء الحلبة.



شكل (٤٤) أ) تجايف النحت الجليدي
ب) الحلقات الجليدية

وقد أشار بومان I.Bowman إلى أهمية فعل عملية التفويض Sapping رغم وجود الهوة الجليدية. وقد تلقف لويس Lewis سنة ١٩٤٠ هذه الفكرة وشرحها بطريقة مقنعة مظهراً أثر أهمية الماء المنصهر وماء المطر الذي ينفذ خلف جليد الفيرن والثلاجة وأسفل منال الهوة الجليدية. وفي ذلك يقول بأن ماء المطر وماء ثلج أواخر الشتاء المنصهر ينصب هنا ويسيل هناك، ويجد طريقه أيضاً إلى أسفل جليد الثلاجات، ويدخل في الشقوق والفواصل التي تتخلل الصخور. وفي الليل وفي أثناء النوبات الباردة تتجمد المياه ويحدث تمدد الجليد ضغطاً هائلاً، يسبب كسر الصخور. ويتوقف مدى الضغط على درجة البرودة، وإذا ما كانت الحرارة منخفضة جداً، فإن الضغط الناتج عن تجمد

المياه قادر على تفجير قبيلة من الصلب. وعندما يتكرر التجمد والانصهار تنفصل الكتل الصخرية المهشمة، وتكتسحها الثلجة معها، ولقد يساعد هذا الحطام الصخرى فى انتزاع الكتل الصخرية وضئها لعمولة الثلجة.

ورغم ما تتصف به آراء لويس من وجاهة، فان هناك بعض الامور ما تزال غامضة، وبعض المشاكل بلا حلول. وأهم هذه المشاكل يتصل بالذبذبة الحرارية بين ارتفاع وانخفاض، فهذه ينبغى أن تكون كبيرة لكى تحول المياه الى جليد، والجليد الى مياه أسفل مئات الامتار من الجليد عند رأس الثلجة الحلبية، وهذا بالطبع ما لا يمكن تصوره.

وقد تبين من المشاهدات التى سجلها باتيل Battle سنة ١٩٥١ أهمية هذه المشكلة. فقد قاس باتيل درجات الحرارة أثناء شهرى أغسطس وسبتمبر من عام ١٩٥١ فى هوة جليدية بمنطقة جليد «السيدة الشابة» Jungfrauoch بجبال الألب، فوجد أنها تتراوح بين صفر - ١ درجة مئوية، رغم أن درجات حرارة جو المنطقة تراوحت بين ١١,٥ درجة فوق الصفر المئوى و ١٢ درجة تحت الصفر المئوى. وفى فصل الشتاء تراوحت حرارة الهوة الجليدية بين - ٢ و - ٤,٤ مئوية. وتبدو مثل هذه التغيرات الحرارية غير كافية لإحداث تكسير كثير فى الصخر، كما وأنها أقل تأثيراً من هذا فى الشق المعروف بالهوة الجانبية Randkluft المحصورة فيما بين جليد الفيرن وجدار الرأس.

وقد لاحظ لويس سنة ١٩٥٤ إمكانية التقويض الصخرى بواسطة عملية التجمد والانصهار فى الكهوف الموجودة فى صخور جدار الرأس بالحلبة الجليدية، خصوصاً اذا ما كانت تلك الصخور كثيرة الشقوق والفواصل، ومنها الفواصل الناشئة عن تتابع عملية الضغط وانزياحه. وقد أيدت هذه النظرية بعض مشاهدات باتى Batty سنة ١٩٦٠ فى حلبات جليدية صغيرة بجبال الألب.

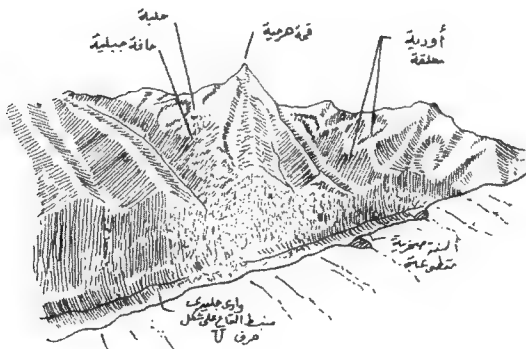
وتتمثل المشكلة الرئيسية الثانية فيما يخص الحلبات الجليدية، فى كيفية تكوين أحواضها الصخرية والعتبات Sills التى تكتنفها. لا شك أن عملية النحت الرأسى مهمة فى هذا المجال، لكن آليتها ليست واضحة تماماً. ومع هذا فيمكننا أن نتصور أن حركة الجليد تؤدي إما إلى اقتلاع الكتل الصخرية الغنية بالشقوق والفواصل و إلى كشط وبرى مركز فى الصخر بمعاونة عمولة القاع المكونة من الكتل الركامية التى انتزعت من جدار رأس الحلبة الجليدية.

وتبقى مشكلة عدم تعرية العتبات Sills دون تفسير، ما لم نفترض تكوينها من صخر صلد متجانس يخلو من الفواصل والشقوق، وهذا محال. أما فى حالة الثلجة

الحلبة الحقيقية، ونقصد بها التي تبقى في مجال الحلبة لا تتعدها، فانه يمكن تفسير محدودية التعرية عند جبهتها، أى عند العتبة، بما يسمى «سطوح القص» - Shear planes، التي تمكن مشاهدتها في مثل هذه الحالة. وتعمل هذه الاسطح الى جلب الحطام الصخري المجروف بواسطة الجليد ورفعها الى السطح، فلا يتبقى من حمولة القاع سوى القليل الذي لا يقوى على عملية النحت والبرى.

وتبقى نظرية الانزلاق المتناوب للثلاجات التي تقدم بها لويس W.V. Lewis وقد صاغها بالتناظر مع الإنزلاقات الأرضية، التي كثيرا ما تتبع سطوح قص منحنية، ويصاحبها انضغاط المواد ورفعها عند نهاية الانزلاق وقد أوحى القطاع العرضي المنحني للحبات، وسطوح القص التي شاهدها عند جبهات الثلاجات الحلبية في منطقة جليد فاتنا يوكول Vatnajökull في أيسلندا، والتي تنحني صعودا بمقدار ٣٠ - ٣٥ درجة، أوحى هذا كله للويس بنفس الآلية لحركة الثلاجة.

وخلاصة القول أن لويس يرى أن عمليات التكسير والتقويض تهاجم جدار رأس الحلبة، بينما ينشأ الحوض الصخري عن السحق والطحن بواسطة الجليد المنزلق بالتناوب.



شكل (٤٥) ظواهر النحت الجليدي

الإرساب الجليدي

إن الظواهر التي تنشأ عن الإرساب الجليدي لا تقل أهمية وروعة عن تلك الظواهر التي تخلقها التعرية الجليدية . فقد عطي جليد الزمن الرابع كثيرا من الاراضى السهلة بسمك بلغ في بعض الاحيان عدة مئات بل آلاف من الامتار . وفي النطاقات التي كان عندها يبدأ في الانصهار ، كان يرسب كميات هائلة من الحطام الصخري لمختلف الاشكال والاحجام . وقد بلغ سمك هذه الرواسب التي غطت آلاف من الكيلومترات المربعة ما بين ٢٠ - ٧٠ مترا ، بل ان السمك يتضاعف في الوديان التي كانت موجودة قبل حلول الجليد .

ومع هذا فان الاشكال الارضية المرتبطة بالإرساب الجليدي ليست في روعة ووضوح الاشكال الناجمة عن التعرية الجليدية مثل الوديان أو الاحواض العميقة ، والحلبات الجليدية ، والدرجات الصخرية ، والقمم المسننة ، والقرون المدببة التي نشاهدها في المناطق الجبلية التي أصابها فعل الجليد . وعادة ما نرى سهول الإرساب الجليدي ، تبدو لأول وهلة قليلة التضرر . ويرجع ذلك الى أن عمليات الإرساب الجليدي معقدة ، كما أنها تهدم نفسها بنفسها ، بمعنى أن ظاهرة إرساب يبينها نوع من العمليات ، قد تتعدل معالمها أو تنطمس بواسطة عملية أخرى .

وتتألف كثير من أراضى الإرساب الجليدي من خليط من الرواسب والاشكال ، التي تتباين كثيرا في مظاهرها . ورغم كثرة المحاولات لتصنيف الاشكال الارضية الناجمة عن الإرساب الجليدي ، الى سهول الرواسب الجليدية Till-plains ، والركامات النهائية End-moraines والمراوح الرسوبية الجليدية Outwash-Plains ، والكam Kames والإسكر Eskers ، فان هذه الاشكال جزء من عدد عديد من الاشكال التي يصعب تقويمها وتحديد معالمها بدقة ووضوح .

عمليات الإرساب الجليدي

الإرساب الجليدي مزيج من عدة عمليات لا يمكن الفصل بينها فصلا تاما . ويمكن بادئ ذي بدء أن نقسم هذه العمليات الى نمطين :

- ١ - الإرساب بواسطة الجليد ذاته .
 - ٢ - فعل الماء المنصهر فوق الثلجات أو الغطاءات الجليدية ، وفيما بين ثناياها وأسفلها ، وعند هوامشها وفيما وراءها .
- والواقع ان العمليتين متكاملتين ، خصوصا أن الجليد لا يرسب الا اذا انصهر .

الارساب بواسطة الجليد ،

تستطيع كتل الجليد الضخمة تحريك حمولة كبيرة من المواد المهمشة، التي اشتقت أصلا من عمل تجوية الصقيع في جوانب الوادى أو فى القمم المنعزلة المنفردة Nunataks التي تعلو سطح الجليد، والتي تكون معرضة لتغيرات الجو الحرارية، أو التي جهزتها عمليات البرى والاقتلاع من أرض ما تحت الجليد. ويتركز هذا الركام Moraine أحيانا على طول خطوط معلومة، مثال ذلك الركامات الجانبية والوسطى Lateral and Medial للوديان الجليدية، أو قد تتراكم بكميات ضخمة عند قاع الثلاجة أو الغطاء الجليدى حيث يتواجد مصدرها الرئيسى ، إضافة الى ما يرد الى القاع من خلال الشقوق النافذة فى كتل الجليدالى قاعه .

وعادة ما يزدحم القسم السفلى من الجليد ،بالركام السفلى (الأرضى) Ground Moraine ،، فإذا ماحدث الانصهار البطئ بسبب شدة الضغط، فان مكونات الركام تتحرر من الجليد، وتصل الى سطح القاع وتلتصق به أو تنغرز فيه . وبهذه الطريقة يتكون ركام سميك من الرواسب يدعى الركام الملتصق Lodgement till ويتميز مثل هذا الركام الرسوبى بثلاث صفات :

١- صفة التراكم غير الطباقى، كما أن الرواسب تكون غير متجانسة وغير مفروزة أو مصنفة .

٢- بناء خاص يتميز بأن معظم محاور أحجاره تتخذ اتجاهها موازيا لاتجاه حركة الجليد .

٣- وجود تلال منخفضة تمتد بطول المجرى، وهى التي تعرف باسم دراملين Drum Lins .

وينصهر سطح الجليد بالقرب من هوامشه بالاشعاع الشمسى، وسقوط الامطار، وكتل الهواء الدافئة، وتلك عملية تعرف باسم الانصهار السطحي Ablation (عن اللاتينية وتعنى الإزالة = Taking away = Wegnahme) وبالتالي يقل سمكه، ويظهر ما كان يحتويه من رواسب كثيرة على السطح، وهذه الرواسب تدعى باسم ركام الانصهار السطحي (أو العلوى) Ablation Moraine . وعندما يختفى الجليد بالانصهار كناية تنرسب مواد هذا الركام، وتكون طبقة يتعرض نسيجها للاضطراب، وقد تجرف المياه المنصهرة مكوناتها الدقيقة، وبالتالي تصبح ذات خصائص تختلف عن خصائص الركام الملتصق Lodgement Moraine الذى تركز عليه، سواء فى محتواها من الرواسب أو فى شكلها .

ويتشكل الركام النهائى End-moraine عند نهاية النهر الجليدى وعند هوامش الغطاء الجليدى، حيث ينصهر الجليد بوصوله الى خط الطلج فيرسب ما يحتويه من حطام صخرى مختلف الاشكال والاحجام.

الإرساب بواسطة الماء المنصهر من الجليد :

تقوم مجارى المياه المنصهرة من الجليد بعمل كبير فى نقل الحطام الصخرى، وتصنيفه ثم إرسابه. وتكتسح مجارى فوق الجليد قرب نهايته وهوامشه المواد الصخرية التى كشفت عنها عملية الانصهار السطحي Ablation، وكذلك تنقل مجارى ما بين ثنايا الجليد ومجارى قاعه التى تتشكل بواسطة الماء المنصهر والمتسرب خلال الشقوق الجليدية، كميات كبيرة من الفتات الصخرى، إمامن مكان الى مكان آخر أسفل الجليد، أو الى نهاية الجليد وما بعدها.

وتحمل مجارى المياه المنصهرة التى تجرى منبثقة من قاعدة الجليد كميات كبيرة من الرواسب على النطاق الواقع أمام الجليد Pro-glacial Zone، حيث تلقىها وتنثرها فوق مساحة كبيرة. وعلى عكس رواسب الركامات الجليدية التى تتصف بالتراكم غير الطباقى، نجد أن هذه الرواسب الجليدية المائية Fluvio-glacial جيدة التصنيف، كما تتصف بالطباقية. لكن طباقيتها قد تضطرب، وشكلها يتغير فيما بعد، حينما تتعرض المنطقة لغزو الجليد وتقدمه، فيجتأحها ويغير من معالمها، أو قد يصيبها فعل الصقيع حينما تسودها ظروف مناخ هوامش الجليد Periglacial. أما الركامات التى تنشأ وتنمو مستندة على هوامش الجليد، وهى التى تدعى بظواهر تلامس الجليد Ice Contact، فإن شكلها لا شك يتأثر بالانهيار نتيجة لانصهار الجليد.

الأشكال الناشئة عن الإرساب الجليدى

تقوم العمليات الآتية الذكر بعملها فى الجهات المرتفعة وفى المناطق السهلية على حد سواء. ولهذا فانه لاضرورة للتفريق بين ظواهر الإرساب المميزة لكل منها، هذا على الرغم من أن بعض الاشكال الارضية التى نجدها عادة فى السهول والمناطق ذات التضاريس المتوسطة، مثل الكام Kame، ومدرجات الكام، والإسكر Esker، ليست من خصائص معظم الأودية الجبلية. والسبب فى ذلك يرجع الى أن كثرة تساقط الثلوج والانحدارات الشديدة تعزز من قدرة النهر الجليدى على الحركة المستمرة، ومن ثم تعرقل تواجد الظروف المناسبة لركود الجليد وتوقفه، لتكوين ونمو تلك الأشكال.

وبالمثل، فهناك من الظواهر الإرسابية التى تختص بها الأودية الجبلية لا نجد لها نظيرا حقيقيا فى السهول. فظواهر مثل الركامات الوسطى والركامات الجانبية لا نجد لها مثيلا فى السهول التى أصابها فعل الجليد، ونقصد به جليد الغطاءات الجليدية وليس جليد الانهار الجليدية. فتلك أشكال أرضية مثالية للأودية الجليدية.

وتختلف خصائص الركامات السفلى اختلافاً كبيراً من مكان لآخر، ذلك بسبب التباين في مقدار مسافات النقل. فمواد الركام التي لم تعان من الحركة والنقل إلا مسافة قصيرة تكون خشنة كبيرة الحبيبات، زاوية (كثيرة الزوايا)، عكس مواد الركام التي تنقل لمسافات بعيدة، فتحتمك ببعضها البعض وبالأرض، فيصغر حجمها، وتتآكل زواياها، وتصلق.

وقد أجريت تحليلات ميكانيكية لمكونات رواسب الركامات السفلى الخاصة بالجليد الشمالي (الاسكنديناوى) من الشمال الى الجنوب عبر سهول السويد، والدانمارك، وشمال ألمانيا، عززت تتبع هذه الخصائص حسب مسافات النقل قصراً أو طويلاً.

ففى السويد وجد أن نسبة حجم المواد الخشنة التي يزيد قطرها على ٢ ملم (نحو ٣٨ %) والباقي نحو (٦٢ %) من المواد الناعمة. وفى الدانمرك تبلغ نسبة المواد الخشنة نحو ٨ % والناعمة ٩٢ %، وفى شمال ألمانيا تتضاءل نسبة المواد الخشنة الى أقل من ٤ % وتزداد الناعمة لتبلغ أكثر من ٩٦ %. فكلما ازدادت مسافة النقل، كما رأينا، كلما صغر حجم الحبيبات، وازداد صقلها. وفى النهاية نرى معظم المواد المكونة للركامات السفلى وقد صغرت أحجامها واستدقت، وهنا وهناك تظهر بعض الكتل الصخرية وكأنها تطفو فوق هذا الخضم من الرواسب الناعمة، تلك الكتل التي من بينها صخور صالة (مرشدة) كبيرة الحكم Erratic Blocks.

وتختلف خصائص الركامات السفلى من مكان لآخر، كما أسلفنا، بسبب مسافة النقل من جهة، ونوع المواد الصخرية التي يجرفها الجليد وينقلها من جهة أخرى. وهى لهذا السبب تسمى بأسماء مختلفة حسب مواضع دراستها. فيطلق عليها فى ألمانيا طفل جلاميدى Blocklehm، أو Geschiebemergel. كما يطلق عليها بالانجليزية رواسب التيل Till Deposits أو الصلصال أو الطين الجلاميدى Boulder-Clay وهى كما رأينا إرساب جليدى مباشر (ركامات سفلى) وأهم ظواهر الإرساب الجليدى، سواء من حيث المساحة التي تغطيها، أو من حيث عظم التأثير والتحوير فى أشكال سطح ما قبل الجليد. وتنشأ سهول الصلصال الجلاميدى وتنمو حيث تغطى صخور الأساس كتل ضخمة من الرواسب والحطام الصخرى غير الطباقى. وتتباين رواسب الصلصال الجلاميدى تبايناً كبيراً فى تركيبها، ويعتمد هذا التباين على أصل النشأة ومقدار حركة الغطاء الجليدى وقوته ثم مدى مقاومة مكوناتها للطحن والسحق.

وتتألف الرواسب عادة من كتل غير متجانسة من حطام الصخور، والحصى، والحصباء، والزمال، والصلصال. لهذا فإن استخدام مصطلح Boulder-Clay بالانجليزية ومصطلح Blocklehm بالألمانية لا يعبران تعبيراً صادقا ودقيقاً عن

مكونات الرواسب رغم شيوع استعمالهما. وتختلف درجة تماسك والتحام كتل التيل أو الصلصال الجلاميدي، ومن ثم مقدار مقاومتها للتعرية اختلافا كبيرا. فالكتل التي تحتوى على أقل من ١٠٪ من حجمها من حبيبات الصلصال تكون فى العادة مفككة هشة سهلة التفطيت، أما الكتل التي تشمل نسبة أكبر من ذلك من الصلصال فانها تكون أكثر اندماجا وصلابة. وتكثر هذه الرواسب وتنتشر فى شمال ألمانيا على بعد يزيد عن الألف كيلو متر من مركز الغطاء الجليدى البلايوستوسينى الشمالى (الاسكنديناوى). ويتراوح سمكها ما بين ٣٠ - ٥٠ مترا، بل لقد يصل السمك فى بعض المواضع الى نحو ٨٠ مترا.

الركام النهائى : Terminal or End-moraine

وهو الذى يتكون عادة عند نهاية النهر الجليدى حيث ينصهر الجليد ويتحول الى مياه لا تقدر على نقل كل المواد التى جرفها ونقلها الجليد، فيترسب قسم منها فى هيئة تلال هلالية الشكل تقريبا. هذا ويعتمد تكوين الركام النهائى على توازن دقيق بين تقدم الثلجة من ناحية ومدى ما يصيب هامشها من انصهار من ناحية أخرى، كى تظل جبهة الثلجة متوقفة وفى حالة استقرار عند حد معلوم. وإذا لم تتوفر هذه الشروط، فإن الإرساب ينتشر فوق مساحة كبيرة، ولا تتكون بالتالى حافة إرسابية أو تل أو صف من الرئى أو الأكمات الرسوبية أو أى مظهر ركامى إرسابى واضح بارز المعالم.

فإذا ما بقيت هوامش الجليد ثابتة مستقرة فى موضعها لفترة طويلة جدا من الزمن، فإن الركام النهائى ينمو ويعظم حجمه، ويرتفع الى مائتى متر أو ثلاثمائة متر، خاصة حينما يكون معين الرواسب التى يجلبها النهر الجليدى وفيرا. ويحدث ذلك عادة فى الأودية الجبلية، التى تتصف بالانحدارات الشديدة، ومن ثم التدفق السريع لمحتواها الجليدى، والنحت الجليدى الشديد المكثف الذى يجهز للنقل والدفع كميات ضخمة من الرواسب تصل الى جبهة (نهاية) النهر الجليدى (شكل ٤٦).

أما اذا تعرض جليد الثلجة لأدوار تراجع، تفصل بينها مراحل توقف واستقرار، فإن عددا من الركامات النهائية الصغيرة الحجم يتكون، كل منها يوازى الآخر تقريبا، ويمثل كل منها مرحلة التوقف والاستقرار أثناء التراجع العام، وتسمى تلك الركامات باسم ركامات التراجع Recessional أو الركامات المرحلية Stadial .

ويحدث أحيانا أن يتقدم الجليد بعد توقف أو تراجع، وفى هذه الحالة يعبر الركامات النهائية الموجودة فعلا، ويطحنها ويحطمها، ويكتسح أجزاء منها، فيصغر حجمها، ويتضاءل إرتفاعها، وتسمى تلك الركامات حينئذ بركامات العبور، أو ركامات الدفع . Push moraine

وتنبغى ملاحظة أمرين هامين عند دراسة الركامات النهائية هما :

١- أنها معرضة للتعديل والتشكيل بل والتحطيم بواسطة سيول المياه المنصهرة من جبهة الجليد.

٢- أنها لا يمكن أن تتكون عند حافة الغطاءات الجليدية فوق السهول، أو حيثما اصطدمت بمنحدر صاعد، يتوقف عن الحركة تقريبا. وهذا يفسر غياب الركامات النهائية في كثير من الاراضى السهلية التى أصابها فعل الجليد.

ويتباين شكل الركامات النهائية تباينا كبيرا، وذلك بسبب مدى مساهمة كل من الجليد والمياه فى إرسابها، كما يتوقف هذا الشكل على درجة تقطعها وتمزقها حين إرسابها أو فى فترات تالية. وحينما يكون إرساب الركام كلية بواسطة الجليد، فإن شكله المثالى يكون حينئذ منحنيا، أو يبدو فى هيئة خط أو صف من التلال المنخفضة الهلالية الشكل، وهو بذلك يمثل الهامش المخصص للنهر الجليدى أو الغطاء الجليدى. ويتقطع هذا الصف الهلالي بطبيعة الحال ليسمح بإنفاذ مجارى المياه المنصهرة من قاع الجليد.

وغالبا ما يكون الركام منتظما متماثلا فى قطاعه العرضى، ما لم يؤد إرساب المواد التى تجلبها المجارى المائية الى تكوين مراوح رسوبية على جانبه الخارجى، عندئذ يصبح الركام غير منتظم ولا متماثل، ذلك أن جانبه المواجه للجليد يكون قصيرا شديد الانحدار، بينما يصبح جانبه المنحدر من قمته نحو الجهة المضادة طويلا هين الانحدار. وينبغى أن نؤكد أن الركامات النهائية الحقيقية تتكون من مواد غير مصنفة وليست طباقية. ذلك أن التلال أو صفوف التلال الهلالية الشكل والتى تتصف بطباقية رواسبها وتدعى أيضا «ركامات نهائية»، بسبب مواقعها فى اللطافات المتأثرة بالجليد، ليست فى الواقع من صنع الإرساب الجليدى، وإنما هى فى أغلب الظن مكونة من التقاء مراوح إرسابية أو دالات تكونت فى مياه مناقع عند هوامش الجليد.

التلال أو الكشبان الجليدية Drumlin :

التل الجليدى أو الدراملين (كلمة أيرلندية تختصر أحيانا الى درام Drum) شكل من أشكال الركامات السفلى (يدعى بالألمانية شيلدرىكن Schildruecken). وهو شكل مثالى من أشكال المناطق التى سبق أن أصابها فعل الجليد. وتبدو تلال الدراملين بهيئة حافات بيضاوية الشكل، متطاوله فى اتجاه حركة الجليد، وتتألف من مواد الركامات السفلى (أو الصلصال الجلاميدى). وتظهر فى جماعات، بل أنها أحيانا تمثل المظهر العام الذى تبدو به البيئة الطبيعية Lanschaft.

ويتراوح امتداد التلال التى درسها كايل هاك Keilhack فى شمال ألمانيا بين ٣٠٠ - ٤٠٠ متر عرضا، وبين ٨٠٠ - ٢٦٠٠ متر طولا، فالنسبة بين العرض الى الطول

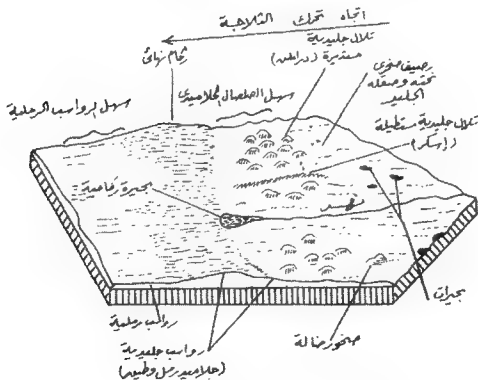
هى ١ : ٣,٧٥. كما يتراوح ارتفاعها فوق سطح الارض التى تزخر بها بين ٥ - ١٠ متر. وتغطي التلال بمواد الصلصال الجلاميدى، وتظهر فى الخرائط الجيولوجية كقياب وحافات طفلية (لومية) تفصل بينها منخفضات صغيرة. ويتألف قلب الدراملين من طبقات مضطربة من المواد التى أرسبها الماء المنصهر من الجليد. وقد احتوى حقل الدراملين الذى درسه كايلى هاك على نحو ٣٠٠٠ تل. وبانتهائه تظهر تلال الإسكرو (الأوز) بامتداداتها الطولية وتفرعاتها العديدة. وهناك حقول أخرى مماثلة فى شمال ألمانيا وبولندا، لكنها تتفاوت فى أحجامها وأبعادها فمنها الربوات الصغيرة التى لاتتعدى أبعادها بضعة أمتار، ومنها التلال الكبيرة، التى يبلغ طول كل منها زهاء كيلو متر و كيلو مترين، وارتفاع كل منها قد يصل الى ٧٠ مترا، وفى بعض الأحوال النادرة الى ١٠٠ متر.

وتوجد تلال الدراملين بكثرة فى السهل الاوروبى الشمالى كما رأينا فى ألمانيا وبولندا، وفى شمال أيرلندا، وفوق الهضبة السويسرية، والفورلاند البافارية بجنوب ألمانيا، حيث تتواجد بين صفوف الركامات النهائية المتتالية. وهى فى معظم الأحوال تظهر بنمط متشابه متناسق تشبه فى مظهرها العام حشداً من البيض المتجاور. وتنتسح مناطق توزع تلال الدراملين فى أمريكا الشمالية، وفى غربى نيويورك توجد منطقة واسعة تحتوى منها على أكثر من ١٠,٠٠٠ تل، كما يكثر وجودها فى ولاية ويسكونسين غربى، بحيرة ميتشيجان.

ولقد عنى إيرس E. Ebers فى سلسلة أبحاث (١٩٢٦ - ١٩٣٧) بدراسة تلال الدراملين، ووصفها فى مناطق توزيعها بألمانيا على النحو الآتى : الطول : فى العادة عدة مئات من الامتار، لكنه قد يتجاوز ٢ كم الى ٣ كم. العرض : فى معظم الأحوال نصف الطول، لكن يقل الى السدس، الارتفاع : من بضعة أمتار قليلة الى ٧٠ مترا، وفى أكثر الأحوال بين ١٠ الى ٢٠ مترا. ويتميز جانب التل المواجه للجليد المتحرك بالأنحدار الشديد، بينما يصف الجانب الآخر بالانحدار الهين. والغريب ان الاحواض أو المنخفضات التى تفصل بين كل تل وآخر تبدو بهيئة التل طولاً وعرضاً، ولكن سلباً بطبيعة الحال.

وتتكون تلال الدراملين كما أسلفنا من ركامات سفلى، لكن بعضها يتألف قلبه أو نواته من كتل صخرية أخرى تغلف مواد الركام السفلى. ولقد تتألف هذه النوايات أحيانا من طبقات رسوبية من مواد ركامية تنتمى لجليد سابق أقدم. وقد تتركب هذه النوايات من حصي، لكنها تتألف أحيانا من أحجار بارزة من الاساس الصخرى للمنطقة. لهذا تسمى التلال بأسماء مختلفة منها : الدراملين السنامية أو الغنمية، الدراملين الصخرية، دراملين الركام السفلى.

وتتعدد الآراء في نشأة الدرامالين. فيرى إيرس E. Ebers أنها أشكال بطول مجرى الجليد، صاغها الجليد المتحرك وشكلها أثناء سيره من مواد الركام السفلى. ويرى شيفر O. Schaefer (١٩٣٣) أنها كظاهرة -ظهور الخراف- تنشأ نتيجة للنحت والبرى والصقل بواسطة الجليد، ثم تغطي بمواد الركام السفلى، وهذا ينطبق كما هو واضح على الدرامالين الغنمية الشكل (Rundhoecker) Roche moutonnée. ويتفق جمهرة الباحثين على أن تلال الدرامالين تنشأ حينما كان الجليد في أنشط حالاته من النحت والبرى والصقل (تكوين الصخور الغنمية)، وفي ذات الوقت في أكثر مراحل التراكم والإرساب. ويتبع لذلك فإن تكوين تلال الدرامالين، مثل تشكيل ظهور الخراف (الصخور الغنمية)، لم يحدث في مراحل تراجع الجليد وضعفه، بل أثناء عنفوان تحرك الجليد كظواهر أسفل الجليد (تحت الجليدية Supglacial Subglazial). ولا شك أن أكثر التلال استطالة تشير إلى أكثر مواضع وأجزاء الجليد حركة وقوة.



الأشكال الناشئة عن إرساب ماء انصهار الجليد

يوجد عدد من الظواهر التي تنشأ عن الإرساب بواسطة الماء المنصهر من الجليد Fluvio-glacial Deposition (مأخوذ عن التعبير الذي أطلقه بنك عليها وهو -Fluer-vioglaziale Ablagerung) عند هوامش الغطاء الجليدي أو بالقرب منها. وأكثر هذه الظواهر وضوحاً هي : الـ كام Kame، ومدرجات الكام Kame-terraces ثم الإسكـر Esker أو الأوز Os، وسهول الإرساب الرملية أمام جبهة الجليد Outwash plain التي تعرف بالألمانية باسم ساندـر Sander .

روابي الكام :

هي تلال تشبه في شكلها الروابي (شكل ٤٧، ٤٨) وتتألف من رواسب طباقية معظمها من الحصى أو الرمال أو من كليهما معاً. وتختلف في أبعادها، وفي شكل ودرجة طباقيتها، لأن كثيراً منها قد اضطربت خصائصه الأصلية بسبب ما أصابه من فعل الجليد والماء المنصهر منه في فترات تالية. ويبدو أن روابي الكام قد نشأت بطرق متعددة ومتباينة أظهرها ما يلي :

١- تكون بعضها كمخروطات رسوبية أو دالات مروجية تشكلت نتيجة لعمليات إرساب في بحيرات صغيرة متاخمة لجبهة الجليد، وتتألف الرواسب من مواد دقيقة نوعاً جليتها المجارى المائية الناشئة عن إنصهار سطح الجليد، وحملها للمفتتات الدقيقة، وإلقائها في تلك البحيرات الصغيرة، حيث نمت مكونة لما يعرف باسم دالات الكام Kame Deltas .

٢- تكوين البعض الآخر نتيجة لامتلاء الشقوق Crevasses الواسعة في سطح الجليد والتي تنفذ إلى قاعه، بالرواسب الحصوية والزلمية التي تحركها المياه المنصهرة على سطح جليد النهر الجليدي، ثم تلقى بها في الشقوق الواسعة التي تكتنف سطح الجليد، وتصل إلى القاع حيث تلتصق به، وتنمو مكونة لربي وقباب أو حافات، تظهر بعد انصهار الجليد.

ومما لا شك فيه أن زحف الجليد وتحركه يعدل من شكل هذه الظواهر بل لقد يحطمها أحياناً. ولهذا فإن كثرة وجود قباب وربي الكام، وكذلك مدرجات الكام، والإسكـر، يدل على توقف الجليد عن الحركة فترة طويلة، عند مواضع كثرة وجودها.

ويميز بيئة الكام الطبيعية وجود تجاويف ضحلة، يكثر وجودها في منطقة كيتيل Kettle في جنوب ولاية ويسكونسن بالقرب من بحيرة مينشيجان. وقد نشأ معظمها من إرساب المواد حول كتل جليدية منعزلة، اقتطعت من الغطاء الجليدي الرئيسي، ثم ذابت، وتركزت كل منها حفرة أو تجويفاً كانت تشغله. وتحتل البحيرات الصغيرة هذه التجاويف في وقتنا الحالي. ويمكن مشاهدة مثل هذه الكتل الجليدية في مواضعها في جزيرتي آيسلندا وسمتسبيرجين.

وينتشر وجود تلال الكام فى سهول أمريكا الشمالية وشمال أوروبا، حيث تغطى مساحة تقدر بعدديد من الكيلومترات المربعة. وقد أمكن تتبع نطاق من الكام فى لونغ أيلاند غربا الى ولاية ويسكونسين. وهى توجى فى شمال أوروبا موازية لتلال البلطيق. ويشيع وجود تلال الكام الحصوية بين مستنقعات السهل الاوسط بأيرلندا حيث تبدو هناك بشكل عقد من الريوات المموجة.

مدرجات الكام Kame-Terraces :

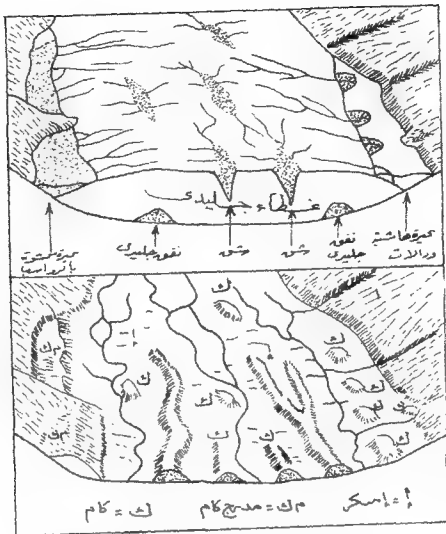
وهى فى الأصل إرسابات جليدية مائية أكثر اتصالا واستمراراً تراكمت ونمت على طول هوامش الجليد الجانبية. وترى فى بعض الاحيان ضيقة ومتقطعة، وذلك حيثما برزت ألسنة صخرية من جوانب الوادى داخل الجليد، فتفصل أجزاء الدرجة عن بعضها، أو حيث حدث تقطع لاحق لسبب أو لآخر، لكنها تبدو متصلة فى بعض الاحيان الاخرى على امتداد مسافة طويلة. وفى وديان سويسرا الجليدية تمتد مدرجات الكام لبضع مئات من الامتار طولا، وبضع عشرات من الامتار عرضا. ويتباين انحدار سفح الكام الامامى للمواجه للجليد، ولقد يصل الى عرض ٢٠ درجة وأكثر، خاصة حيثما قلت عمليات الإنزلاق فى فترة ما بعد الجليد (شكل ٤٧، ٤٨).

وقد أرسبت مواد بعض مدرجات الكام بواسطة مجارى مائية كانت تجرى متتبعه هوامش الجليد الجانبية، وكانت ترفدها وتنتهى اليها مجارى أخرى عرضية تأتيناها من سطح الجليد من جهة، ومن منحدرات جوانب النهر الجليدى الخالية من الجليد (فوق مستوى جليده) من جهة أخرى. وتتصف هذه الدرجات بانحدارها الطولى الذى يساعد فى تصور أحوال التصريف الجليدى فيما مضى من الزمن. وهناك من درجات الكام ما يبدو أفقيا، وهى ناشئة عن التقاء واتحاد دلتاوات تكونت فى بحيرات ضيقة على امتداد هوامش النهر الجليدى الجانبية.

وتظهر فى كثير من الجهات التى أصابها فعل الجليد، كوادى الرويس فى سويسرا، صفوف من مدرجات الكام، على ارتفاعات مختلفة - متتالية. وهى توضح حدود توقف الجليد المتعاقبة أثناء أواخر العصر الجليدى، وبالتالي فهى بمثابة شواهد وأدلة ممتازة لتحديد المراحل الرئيسية لانحسار الجليد الخاص بالمنطقة.

إسکر Esker :

يطلق هذا الاسم على تل يبدو بشكل حافة طويلة ضيقة يمتد بشكل متعرج أو فى هيئة حنيات تشبه الأفعى، وقد يظهر منفردا أو يتفرع الى فرعين أو أكثر أو تكون له «روافده». ويتركب تل الإسکر من الحصى والرمال التى تبدو طباقيتها أفقية فى مركز



شكل (٤٨) تكوين الحطام ومدراجات الكام والاسكر

التل، لكنها تميل كثيرا نحو هامشي القطاع العرضي. وتتمثل تلال الإسكرك أحسن تمثيل في الجهات السهلية، وعلى طول الوديان. لكنها قد تتواجد أيضا على جوانب المنحدرات، وصعدا إلى مناطق تقسيم المياه عادة عن طريق ثغرات الحلقات الجليدية.

وتلال الإسكرك شائعة الوجود في أيرلندا حيث تسمى هناك باسم أيسكير Eiscir، ومنها اشتقت التسمية الانجليزية إسكرك Esker. ويمتد أيسكير ريداا Eiscir Riada عبر أيرلندا من مشارف دبلين Dublin إلى إقليم جالواي Galway، ويتقطع أحيانا ثم يختفي بالقرب من أنجلون Atglone بسبب تأثيرها بتعرية نهر شانون Shannon. ويكثر وجودها أيضا في فنلندا وروسيا الشرقية الألمانية (قسمت عقب الحرب العالمية الثانية بين روسيا وبولندا) والسويد حيث تعرف باسم سويدى هو أوز Os (وجمعها Oser) وتنتشر هناك بين البحيرات والمستنقعات. وتنتشر في بقاع سويسرا وألمانيا وفي أجزاء من شمال إنجلترا واسكتلندا (شكل ٤٧ - ٤٨).

وتنشأ تلال الإسكربعدد من الطرق أهمها ما يلي :

الطريقة الأولى :

وهي التي يأخذ بها معظم الباحث، أنها إرسابات مجارى جليدية، تكونت عند هوامش الجليد أو أسفله، ويرتبط إرسابها وتكوينها بجليد متوقف عن الحركة، مثلها في ذلك مثل تلال الكام ومدرجات الكام. ففي الوقت الذي كان فيه يحدث تراجع الجليد، كان تكوين مجارى المياه المنصهرة نشيطا وعلى أشده. وكانت تلك المجارى تحمل كميات كبيرة من الرواسب، خصوصا تحت تأثير الضغط الهيدروستاتي، وعند مخارجها من الجليد تعاق حركتها اذا ما قابلت نطاقا من البحيرات والمناقع وأكوامامن الرواسب، وما أكثر هذا وذلك أمام جبهة الجليد المتدفقة المستقرة، ومن ثم تلقى بحمولتها. وهكذا حتى ينسد الطريق أمام المجارى، فيحدث الإطماء فيها صعودا نحو أعاليها، فتمتلئ الأنفاق التي تجرى بها المياه أسفل الجليد، مكونة لتلال إسكرب تظهر حينما يتم انصهار الجليد من فوقها.

الطريقة الثانية :

أن بعض تلال الإسكرب تمثل التقاء سلاسل من الدالات، تكونت ونمت بنفس أسلوب تشكيل الكام عند هوامش غطاء جليدى أخذ فى التراجع المستمر. وهنا تجد حافات تلال الإسكرب حماية بالمياه المنصهرة التي تغمرها، لا بالجليد الذي يعلوها كما في طريقة التكوين الاولى.

الطريقة الثالثة :

تنشأ بعض حافات الإسكرب نتيجة امتلاء شقوق طولية في جليد الثلاجة ينفذ الى قاعها بالرواسب التي ترد اليها من سطح الجليد مع الماء المنصهر. ويزداد حجم حافات الإسكرب وطولها كلما كانت الشقوق كبيرة واسعة، ويحدث ذلك خاصة اذا ما وقع الجليد المتوقف عن الحركة تحت تأثير شد بسبب بروز حافات صخرية من قاع الثلاجة.

الطريقة الرابعة :

وهي طريقة تكوين مدرجات الكام التي يرتبط بها تكوين حافة اسكرب، وذلك بانصراف مجرى مائى أسفل الجليد من الهامش الجانبى للجليد الى داخل الجليد ذاته مرسبا لما يحمله من مواد، وبالتالي يكون هذا المجرى سببا فى تكوين الإسكرب ومدرج الكام كليهما.

سهول الإرساب المائى الجليدى (Sander) Outwash Plains :

تلى فى موقعها صفوف تلال الركامات النهائية التي تحدد معالم هوامش الجليد،

سهول فسيحة تغطيها المواد والمفتتات الصخرية التي حملتها وجرفت المياه المنصهرة من الجليد ونشرت فوقها. وتبدو هذه الصورة واضحة مع عملية الحمل والإرساب بواسطة الماء المنصهر من جليد ثلاجات أيسلندا في وقتنا الحاضر، وأمثالها ثلاجة فاتنا يوكول Vatnajökull وثلاجة كالفافيلزالدور Kalfafellsdalur. وتنحدر المياه المنصهرة من هذه الثلاجات بشدة حاملة معها كميات ضخمة من الرواسب يعينها على نقلها شدة انحدار الثلاجة، الى أن تلتقي بالاراضي المنبسطة، فتتشر حملتها من الرواسب التي تتألف من الحصى أو الرمال. وتسمى هذه الإرسابات بالانجليزية Out-wash Plains، ولكن الألمان يستخدمون لها التعبير الأيسلندي Sander.

ولا توجد سهول الساندر التي ترجع في تكوينها وعمرها لفترات جليد البلايوسين بحالة جيدة. ذلك أن الإنصهار السطحي من جليد الثلاجة والذي يستمر ذائبا طوال فترات أواخر الجليد، فينشئ مجارى مائية تعمل دائما على حفر وتقطيع سهول الإرساب الجليدي المائي. وكلما أخذت المياه المنصهرة من الجليد في النقصان بسبب تناقص حجم الجليد لقرب انتهاء ظروف مناخ الجليد، وقلة المواد التي ترد الى المجارى المائية، كلما نشطت قدرة تلك المجارى في عمليات الحفر الرأسى لالتقاط الفتات الصخرى الذي يكون حملتها المناسبة.

وتتمثل هذه الاحوال تمثيلا نموذجيا في أودية سويسرا التي أصابها فعل الجليد، وما تزال تستقى مياهها من جليد أعاليها المنصهر، مثل ثلاجة أليتش، وثلاجة الرون، وثلاجة الرويس، وثلاجة المورتاراتش. ذلك أن قيعان أوديتها تمثلى برواسب الساندر والركامات، إضافة الى ما يرد الى تلك القيعان من مواد تجوية جوانب الأودية. وقد نحرت مياه الجليد المنصهر في كل من تلك الرواسب عديدا من المدرجات النهرية الرائعة، التي تنتمي كل مجموعة منها لفترة من فترات الجليد البلايوسيني. تلك المدرجات الجليدية المائية Fluvio-glacial - terraces التي سبق أن ميزها العالمان الكبيران بنك وبروكنر Penck and Brueckner في أودية الهضبة البافارية الغربية، خاصة في وادي إلر Iller، وليف Lech.

وتمثل هذه المدرجات النهرية الحصوية، التي أرسبت في الأصل بواسطة الماء المنصهر من الجليد، فترات الإرساب الجليدي المهمة التي ارتبطت بفترات الجليد الرابع المشهورة جونز Guenz، وميندل Mindel، وريس Riss، وفورم Wuerm التي غطى جليد كل منها مرتفعات الالب. وتشتهر هذه المدرجات بأسماء تقليدية أطلقها عليها العالمان الجليلان بنك وبروكنر من الأقدم (الاعلى) نحو الأحدث (الاسفل) هي :

- ١- أعلا المدرجات وهو الاقدم، ويمثل فترة جليد جونز، ويسمى ديكين شوطر القديم (Old) Aeltere Deckenschotter.
 - ٢- الذى يليه علوا وقديما، يمثل فترة جليد ميندل، ويسمى ديكين شوطر الحديثة (Jun-ger) Juengere Deckenschotter .
 - ٣- مدرج فترة ريس الجليدية ويسمى المدرج العلوى Hoch (High) Terrasse .
 - ٤- مدرج فترة فورم الجليدية، ويسمى المدرج السفلى Nieder (Low) Terrasse
- ومن الواضح أن ظهور هذه المدرجات وبقاء خصائصها، إنما يرجع الى عمليات حفر المجارى المائية ونحرها لأوديتها خلال الرواسب إبان فترات الدفاء (الفترات غير الجليدية) فيما بين فترات الجليد البلايوسينى.

الفصل الخامس

**جيومورفولوجية
الأراضي المحيطة بالجليد**

جيومورفولوجية الأراضى المحيطة بالجليد

تقدر مساحة الأراضى التى تتأثر بمناخ قطبى فى وقتنا الحاضر بنحو خمس مساحة يابس الكرة الأرضية. ولا يمكن اعتبار هذا النوع المناخى جليديا، فهو لا يغذى نشأة غطاءات جليدية أو تكوين أنهار جليدية، ولكنه يتميز بفترات طويلة من تكوين الصقيع أثناء أشهر الشتاء، وفى بعض الأحيان تتساقط ثلوج كثيرة. ويتسع انتشار هذه الظروف المناخية القطبية فى نصف الكرة الشمالى، حيث ترتبط بتوزيع القندرا فى ألاسكا وشمال كندا، وفى أجزاء من شمال أوروبا كمناطق اللاب Lapland، وفى مساحات شاسعة من سيبيريا، التى تمثل زهاء نصف المساحة الكلية لاتحاد الجمهوريات السوفيتى السابق، والتى تتميز بالأراضى السفلى الدائمة التجمد.

ولقد كان من بين أهم نتائج نمو وانتشار الغطاءات الجليدية القارية أثناء الفترات الجليدية بالزمن الرابع انتقال أو ترحل النطاقات المناخية تجاه دائرة الإستواء. ومن ثم فإن الأحوال المناخية التى هى الآن مثالية لنطاقات العروض العليا، ترحلت أثناء عصر البلايوسين جنوباً، وأثرت فى أجزاء من أمريكا الشمالية والجزر البريطانية وأوروبا وآسيا، تنعم الآن بظروف مناخية معتدلة. ولقد كانت تلك الأجزاء حينذاك تعاني من عمليات تجوية وتعرية نشطة للغاية كالتى تدأب فى عملها فى الجهات القطبية الشمالية فى وقتنا الحالى. وحدث تعديل، نتيجة لذلك، فى كثير من الأشكال الأرضية التى احتوتها البيئات الطبيعية فى جنوب بريطانيا وشمال فرنسا وشمال ألمانيا وجنوب روسيا كأمثلة للأراضى التى لم يغطيها الجليد ويحتم فوقها.

ولقد بقيت آثار فعل هذه الأحوال المناخية القارصة البرودة فى هذه الأراضى المعتدلة المناخ فى وقتنا الحالى، خاصة آثار ومخلفات فترة جليد الفورم، لأنها آخر فترة جليدية وأحدثها، ولأن عمليات مناخ فترة مابعد الجليد التى ابتدأت منذ نحو عشرة آلاف سنة، لم تستطع إزالة تلك الآثار والمخلفات، ولم تتمكن من طمس معالمها.

وقد اصطلح على استخدام تعبير Periglacial (بالألمانية Periglazial) للدلالة على عمليات التعرية التى تمارس فعلها فى مثل هذا المناخ البارد غير الجليدى. والكلمة تتكون من مقطعين أحدهما إغريقى وهو Peri ومعناه حول، والثانى لاتينى Glacies أى الجليد. والمعنى الحرفى للكلمة هو «حول الجليد (Around the Ice)». والتعبير يحمل فى طياته بعض التضليل، ذلك أن بعض الأراضى قد عانت من برد قارس أثناء العصر الجليدى، مثل بعض الكتل الهضبية والجبلية العالية فى عروض دنيا نسبيا، رغم

أنها كانت تقع بعيدا عن نطاقات هوامش الغطاءات الجليدية القارية. ومثل هذا يقال عن كثير من الأصقاع التي يسودها مناخ بارد في وقتنا الحاضر مثل سيبيريا.

ويستخدم تعبير Periglacial في كثير من الأحيان بمعنى مناخى وليس بالدلالة الجيومورفولوجية. وتبدو الصعوبة هنا فى إمكانية تنوع النظم المناخية التى تناسب عمليات هوامش الجليد Periglacial processes المثالية. فهى تنشط فى الاراضى التى يسودها المناخ «القطبى البحرى» والمعروف «بالنوع الأيسلندى»، الذى ينصف بالتساقط الغزير، والذى يهطل كتلج شتوى فى معظمه، والذى فيه تبدو درجات الحرارة معتدلة نسبيا، ذلك أن المتوسط السنوى لها يزيد فى العادة على درجة الصفر المئوى. كما تنشط نفس العمليات فى الاراضى التى يشيع فيها المناخ «القطبى القارى» الذى يعرف «بالنوع السيبيرى» الذى يناقض النوع السابق فى أن التساقط فيه قليل، ويسقط فى الصيف على هيئة مطر. كما وأن التطرف الحرارى على أشده، فهو عظيم. ذلك أن درجات حرارة الشتاء تهبط الى ما دون الصفر المئوى بنحو ٦٠ درجة مئوية. وفى الصيف تسود أحوال معتدلة نسبيا، فالمتوسط الحرارى لشهر يوليو يزيد عادة على درجة التجمد، ومصطلح هامش الجليد Periglacial له استخدامات ثلاثة كما أوضحنا نلخصها فى الآتى :

- ١- استخدام مساحى محض، ليعنى المناطق المجاورة للغطاءات الجليدية والثلجات.
- ٢- استخدام مناخى، ليدل على المناخ شبه القطبى، الذى يقع تحت تأثير الغطاءات الجليدية المجاورة.
- ٣- استخدام مناخى مورفولوجى، ليشير الى العمليات المورفولوجية التى تتم بتأثير الصقيع الأرضى.

وأهم الظواهرات المورفولوجية فى هذه المناطق هى : التربات المتجمدة والإنسياب الارضى. وهى ظواهر توجد الآن فى المناطق شبه القطبية والجبال العالية، وكانت لها أهمية كبيرة فى وسط أوروبا أثناء العصر الجليدى، كما سنشير الى ذلك تفصيلا فيما بعد.

وهناك أدلة متعددة تثبت حدوث تغيرات واضحة فى أحوال المناخ زمنيا ومكانيا فى المناطق المحيطة بالجليد أثناء الزمن الرابع. ومثال ذلك أراضى شمال ألمانيا وبولندا وجنوب روسيا وشمال فرنسا وجنوب شرق إنجلترا، التى تأثرت جميعا بمناخ بارد وشبه جاف أثناء فترات الجليد، ومنها فترة فورم التى فى أواخرها تحسن المناخ نوعا فى فترة قصيرة، نسميها مرحلة دفء، فيها كانت الحرارة تزيد على ٥ درجة مئوية، وفى الشتاء كانت الثلوج الغزيرة تتساقط. ولا شك أن التنوع المناخى كان ملحوظا بالاتجاه فى أوروبا من الغرب، حيث يتضح تأثير المحيط فى بريطانيا وشمال فرنسا وشمال ألمانيا،

نحو الشرق، حيث يضمحل ويتلاشى تأثيره في شمال بولندا وجنوب روسيا، فتشتد البرودة ويعظم الجفاف .

وعلى الرغم من التنوع المناخى الذى نجده فى مختلف المناطق التى سادها مناخ هوامش الجليد تبعا للموقع الجغرافى بالقرب من البحر أو بالبعد عنه، فإنه من الممكن تمييز عدد من الخصائص العامة التى تتصف بهامناخات الاراضى المحيطة بالجليد، وهذه نجملها فيما يلى :

الصفة الأولى :

وهى الأوضح والأهم، هى برودة الشتاء، التى غالبا ما تكون قارسة، وتكون درجات الحرارة فى العادة دون درجة التجمد. وفى هذا الموسم تتجمد التربة، كما تتحول كل المياه السطحية الى صقيع، ومن ثم تتوقف عمليات التجوية، والتعرية، وتصبح الى موت.

والخاصية الثانية :

هى اعتدال الصيف نسبيا، سواء كان طويلا أو قصيرا، تبعا لدائرة العرض، وحسب الموقع قريبا من البحر (مناخ بحرى) أو بعيدا عنه (مناخ قارى) . وفى الصيف لا يحدث الصقيع حتى بالليل، كما أن التربة السطحية تكون غير متجمدة، ذلك أن صقيعها ينصهر. وقد تجرى المياه فى مجارى، وتقوم بعمل تحاتى. كما تمارس عمليات تحرك المواد فوق المنحدرات نشاطها كزحف للتربة، والإنسياب، لكن هذا النشاط يضعف فى أواخر الصيف حينما يتمكن الدفء من تجفيف التربة.

والميزة الثالثة :

وهى مهمة للغاية فى الوصف التعميمى لخصائص مناخ الناطق المحيطة بالجليد، أن فصلى الإنتقال، وهما الربيع والخريف، يتميزان على فصلى الشتاء والصيف، بالنشاط الجرم من وجهة النظر الجيومورفولوجية .

ويرجع ذلك الى ثلاثة أسباب نوجزها فيما يلى :

١- أن التربة فى فصلى الربيع والخريف لا يدوم تجمدها كما هى الحال فى الشتاء، ولا يستمر عدم تجمدها كما هى فى الصيف، وانما يتعاقب تجمدها وإنصهار صقيعها مع تعاقب الليل والنهار، وتكرر هذه الدورة يوميا Diurnal Freeze-thaw، وهى الدورة البالغة الاهمية فى إحداث التفكك الميكانيكى للصخور. وتعرف عملية إحداث هذا التفكك بتجوية الصقيع Frost Weathering، وهى من أكثر العمليات نشاطا وشيوعا فى الاراضى المحيطة بالجليد، وتعرف أحيانا باسم «الكسر بالتجمد Congelifraction» .

٢- وفى نهاية فصل الشتاء، حينما تصبح التربة نصف دائمة التجمد، حيث ينصهر جليدها جزئيا، تكون مبتلة بالمياه المنصهرة ومشبعة تماما بها. وبسبب هذه الوفرة فى المياه، التى تعمل حينئذ كمادة تشحيم، أو تكون بمثابة «تزييت» لمكونات التربة، فإن مواد التربة أو الرواسب المجواه تتحرك فوق السفوح تجاه أسافلها حتى لو كانت تلك السفوح هيئة الانحدار نسبيا. وتلك هى عملية الانسياب الارضى Solifluxion، وهى العملية الثانية الشائعة الحدوث فى مناخ هوامش الجليد Periglacial Climate ويبدو أن فعل هذه العملية موقوف قصير الأمد، قد يتوقف فعلها حالما تنتهى كل ثلوج الشتاء، أو حينما ينصهر كل جليد التربة، لكن آثارها بعيدة المدى بسبب سرعة تحرك التربة بواسطتها.

٣- وفى المناطق التى يكثر فيها تراكم الثلوج شتاء، يتميز فصل انصهار تلك الثلوج، وهو الربيع، بكثرة المياه التى تتمكن من تشبيع الطبقة العليا من الاراضى بالمياه إضافة الى وجود فائض يكفى لتكوين عدد كثير من المجارى المائية السطحية، التى قد تجرى متدفقة فى هيئة سيول جارفة، تستطيع القيام بدور نقل المفتتات الصخرية التى نشأت عن تجوية الصقيع، كما تتمكن فى وقت قصير من حفر مجاريها رأسيا وجانبيا.

هذا وينبغى أن نؤكد أن عمليات التجوية والتعرية فى مناطق هوامش الجليد تكون أنشط وأبلغ أثرا فى ظل المناخ البحرى. ذلك أن الفصول الانتقالية هنا تكون أطول منها فى المناطق القارية الداخلية، كما ويكثر تساقط الثلوج فى المناخ البحرى عنه فى المناخ القارى شتاء، وهى التى توازر النشاط السريع للمياه المنصهرة ولعمليات الانسياب الارضى.

التجمد الدائم وتأثيراته

تعتبر ظاهرة التجمد الدائم للتربة والتربة السفلى أهم ظواهر الاراضى المحيطة بالجليد. وتسمى هذه الظاهرة بأسماء عدة منها : بيرجىلى سول Pergelisol وهو تعبير مأخوذ من اللاتينية، Per = خلال، Gelare = يتجمد، Solum = تربة أو أرض، وتعبر Perennial tjaele نروجى سويدى يعنى «الارض المتجمدة»، والكلمة الألمانية المركبة Dauerfrostboden ومعناها الارض الدائمة التجمد. لكن الإسم الأشهر والأكثر استعمالا هو Permafrost، والشق الأول مأخوذ من اللاتينية Permanere والمعنى واضح وهو «التجمد الدائم».

وتتباين الطبقة الدائمة التجمد كثيرا فى طبيعتها وفى سمكها. وذلك يتوقف على طبيعة المناخ السائد، وعلى الظروف المورفولوجية والهيدروجية. ففي المناطق التى تتميز صخورها بكثرة الفواصل والشقوق، تتسرب المياه باطنيا بسهولة ودون عائق،

ومن ثم لا يبقى منها فى التربة سوى كمية صغيرة، ولهذا يقل التجمد الدائم، فلا يصاحبه سوى تكوين جليد قليل. وحيثما احتفظ الصخر بكمية كبيرة من المياه، كما هى الحال أسفل بطون الوديان أو فى الصخور القادرة على الاحتفاظ بالمياه، فإن التجمد الدائم يكون عظيما، فيكثر تكون الجليد إما فى هيئة عدسات جليدية، أو فى شكل حبيبيات أو أسافين، أو يكون طبقة أو غشاء رقيقا، وما الى ذلك من الأشكال.

ويتوقف مدى عمق التجمد الدائم فى التربة على عدد من العوامل. لكن يمكن القول بصفة عامة أن التجمد الدائم يبلغ أقصى عمق له تحت تأثير الظروف المناخية القارية، نظرا لشدة قسوة الظروف المناخية الشتوية حين تنخفض الحرارة انخفاضاً كبيراً، ولافتقار تلك المناطق الى غطاء ثلجي، الذى حين يتواجد يكون طبقة عازلة تحمى التربة أسفلها من البرودة والانخفاض الكبير فى درجات الحرارة. أما فى ظروف المناخ البحرى، فإن تجمد التربة الدائم لا يحدث الا بصورة متقطعة غير مستمرة، ويقتصر فى العادة على السفوح الظليلة وبتون الاودية. وكثيرا ما ينصهر جليد التربة كلية أثناء فترة قد تمتد الى نحو ثلاثة أشهر، لهذا يستخدم تعبير «التجمد السنوى» *annual tjaele* فى تلك الجهات بدلا من التجمد الدائم.

وتدل الابحاث على أن تكوين التجمد الدائم فى تربة منطقة ما يتم حينما تهبط درجة الحرارة الى ما دون الصفر بنحو درجتين الى اربع درجات بصفة مستمرة، ويبلغ التجمد عمقا كبيرا، وتكون الطبقة المتجمدة عظيمة السمك كلما انخفضت درجات الحرارة عن ذلك كثيرا.

ويبلغ عمق التجمد الدائم فى وقتنا الحاضر فى أراضي شمال سيبيريا والاسكا نحو ٣٠٠ متر، بل لقد أعلن عن عمق للتجمد الدائم بلغ أكثر من ٩٠٠ متر فى باطن وادى إنديجيركا Indigirka بسيبيريا. وعلى الرغم من أن أراضي العروض الوسطى المعتدلة فى وقتنا الحاضر قد تعرضت للتجمد الدائم أثناء العصر الجليدى، فإن تقدير عمقه فى التربة غير معروف، لصعوبة الاستدلال عليه، ذلك أن فعله لم يترك أثارا باقية الى وقتنا الحالى.

وليس للتجمد الدائم أهمية فى مجال التجوية المباشرة للصخر، ذلك لأن الارض تظل دائما متجمدة، فلا يحدث بها تعاقب التمدد والانكماش المصاحب لدورات التجمد والانصهار اليومية. لكن التجمد الدائم مهم للغاية فى التطور الجغرافى لمناطق هوامش الجليد. فهو فى الصخور المسامية المنفذة يعطل دورة المياه الباطنية، ذلك لأن التمرسب والرشح يمتنعان وبالتالي تجف الينابيع. لكنه يشد من أثر الجريان السطحى للمياه حين الانصهار. ويستحيل تصريف مياه التربة فى قيعان الاودية والاراضى المنخفضة، لأن

التجمد الدائم يمنع التسرب، فتتسأ البحيرات والمستنقعات والبرك ويزداد تشبع التربة السطحية بالمياه على المنحدرات، ومن ثم تقوى وتنشط عمليات الانسياب الارضى.

الطبقة النشطة

يتضح من عرضنا السابق لظروف مناخ هوامش الجليد أن الارض الدائمة التجمد لا تبقى كلية فى جميع قطاع عمقها دائمة التجمد طوال السنة مهما كانت قسوة المناخ وشدة برودته. فمع حلول فصل الربيع، حينما ترتفع حرارة النهار الى ما فوق الصفر المئوى، ينصهر جليد الطبقة العليا من التربة. وفى البداية تعود هذه التربة الى التجمد بالصقيع الليلي، لكن مع تقدم فصل الدفء يتلاشى الصقيع بالتدريج ويزداد سمك طبقة التربة المنصهرة حتى بداية الشتاء التالي. ولقد يصل سمك طبقة الانصهار نحو ١,٥ متر، وفى حالات مناسبة الى ٦ متر، خصوصاً اذا ما كان الصيف دافئاً، وكان التركيب الميكانيكى لمكونات التربة السفلى مواتياً، كأن تتألف من حصى خشن له القدرة الفائقة على التوصيل، فيساعد على الانصهار فى العمق، أما اذا كانت التربة السفلى مكونة من مواد طينية أو من اللبد النباتى، فانها لا تلائم الانصهار.

وتكثر الشواهد فى قطاعات الرواسب البلايستوسينية التابعة لفترات الجليد فى سويسرا وألمانيا وغيرهما من المناطق التى كانت تقع كلها أو أجزاء منها ضمن الاراضى المحيطة بالجليد، تلك الشواهد التى تشير الى اضطرابات حدثت فى تكوينات حصى المدرجات وفى قطاعات رواسب اللوم واللويس، حيث تصل فى السمك الى ما يناهز أربعة أمتار وأكثر. ويبدو القطاع مكوناً فى أسفله من رواسب متجانسة جيدة الطباقية، وفى أعلاه من تكوينات مضطربة أصابها فعل 'تجوية الجليد' Cryoturbation، (الكلمة من مقطعين الاول Cryos إغريقى يعنى الجليد، والثانى لاتينى turbatio ومعناه التجوية). ذلك أن تعاقب التجمد والانصهار فى مجال الترب المتجمدة العليا يسبب حركة للمواد المكونة لها فيضطرب نظامها، وتختل طباقيتها.

وتسمى الطبقة المنصهرة من الجليد بأسماء متباينة. فيطلق عليها الجيومورفولوجى الأمريكى كيرك بريان Kirk Bryan اسم مولى سول Mollisol أى الطبقة اللينة (مشتقة من اللاتينية Mollere = يجعل لنا، و Solum هى التربة أو (الأرض)، لكى يميزها عن التربة السفلى الدائمة التجمد Pergelisol. كما استخدم كتاب آخرون تعبير التجمد الدائم النشاط Active Permafrost. ويبدو أن تعبير الطبقة النشطة Active layer الذى استخدمه R.J. Small أبسط التعبيرات وأكثرها وضوحاً وقبولاً. ففي مجال هذه الطبقة تحدث تجوية الصقيع (الكسر بالتجمد) نتيجة لدورات التجمد والانصهار اليومية فى أوائل وأواخر الفصل الدافئ، ولدورة التجمد والانصهار السنوية التى تتعرض لها تلك الطبقة أيضاً.

وفضلاً عن ذلك تتركز عملية تجوية الجليد Cryoturbation في هذه الطبقة النشطة. وتحتها أيضاً تنشط عملية الانسياب الأرضي Solifluxion التي تعرف أحياناً باسم Congelation، وهو تعبير مأخوذ عن اللاتينية Congelare بمعنى يتجمد، و turbare بمعنى يثير ويحرك. وتتضمن العمليات التي تنشط في هذه الطبقة عملية نقل بواسطة الانسياب الأرضي، التي يساعدها التمدد الذي يصاحب تكوين جليد التربة. ويصاحب عملية الانسياب الأرضي في الطبقة النشطة عمليتان أخريان لم نشر إليهما فيما سبق هما :

١ - عملية رفع الصقيع Frost heave التي بواسطتها تنشأ حركة رفع للمواد الصخرية الى أعلا. فعندما تتحول المياه في داخل التربة الى جليد يكبر حجمها فتدفع مواد التربة رأسياً الى أعلى، فتنتفخ الأرض.

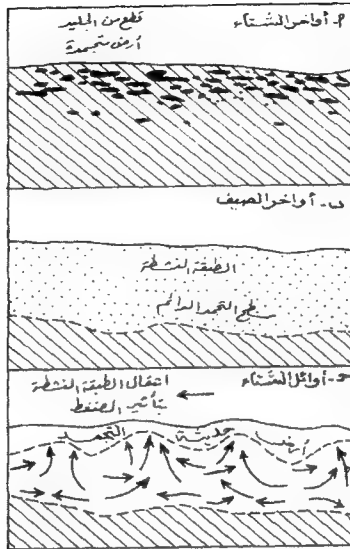
٢ - عملية دفع الصقيع Frost thrust التي ينجم عنها دفع جانبي لمواد التربة، يشبه في تأثيره عملية الانسياب الأرضي، لكنه أكثر تركيزاً، ويحدث كثيراً فوق أرض مستوية.

وتبدو آلية هاتين العمليتين معقدة، وتساهم في إحداثها عدة عوامل نناقشها في السطور التالية :

ينبغي في البداية ان نذكر بأن الطبقة النشطة تعود الى التجمد مرة أخرى بحلول فصل الشتاء. ويبرد سطح التربة ويتجمد بطبيعة الحال في البداية نظراً لأنه الأول في إشعاع حرارته للجو، ويتبع ذلك تدخل التجمد خلال عمق التربة حتى يصل الى طبقة التجمد الدائم.

وتبقى الطبقة المحصورة بين السطح المتجمد وطبقة التجمد الدائم فترة من الوقت غير متجمدة وقابلة للحركة، ونظراً لأنها محصورة بين طبقتين متجمدتين، إحداهما تعاني نمواً وتمدداً، فإنها تتعرض لضغط شديد. وينشأ دفع جانبي للمواد الصخرية، كما يحدث رفع للمواد في الأماكن التي تكون فيها الطبقة العليا المتجمدة رقيقة أو ضعيفة (شكل ٤٩).

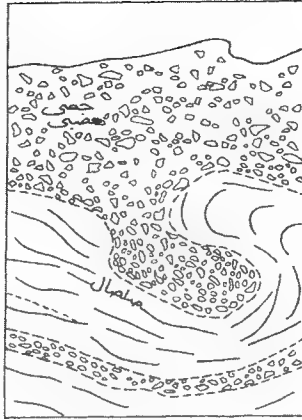
وقد ينشأ الرفع في أماكن محدودة، فيتسبب في إحداث إلتواءات في الطبقة يعبر عنها بأسماء مختلفة منها الطيات Convolutions واللفات أو الانحناءات involutions، وأشهرها كلمة Cryoturbations وهي جميعاً ظواهر نشاهدها في الطبقات اللومية واللوسية والحصى التي كانت أصلاً طباقية، واضطراب نظام طباقيتها بتلك العمليات (شكل ٥٠).



شكل (٤٩) التجمد الدائم والطبقة النشطة

وقد يسبب الرفع الصقيعي في تكوين قباب من مواد التربة، يتألف جوفها من الطين أو المياه التي غالباً ما تتجمد مكونة لعدسة جليدية كبيرة. وتبلغ تلك القباب علواً يناهز ٣٠ متراً. وحينما تنهار القباب تنشأ مكانها تجاويف دائرية الشكل، تحيط بها حلقة من الحافات المكونة من مواد التربة، وكثيراً ما تمثل تلك التجاويف بالمياه مكونة بركا (شكل ٥١) وتعرف أمثال هذه القباب الجليدية تحت السطحية في النطاق القطبي الأمريكي الشمالي باسم بينجوس Pingos، وهي كلمة إسكيموية. ولقد أمكن الاستدلال على وجود أمثال هذه البينجوس فيما مضى أثناء الفترة الجليدية الأخيرة في أماكن من ويلز وجبال الأردن البلجيكية.

وهناك عملية أخرى تؤدي إلى رفع المواد الصخرية إلى أعلا في الطبقة النشطة، وهي تكوين ونمو كتل من الجليد والمسلات الجليدية الصغيرة في أماكن محدودة. لكنها

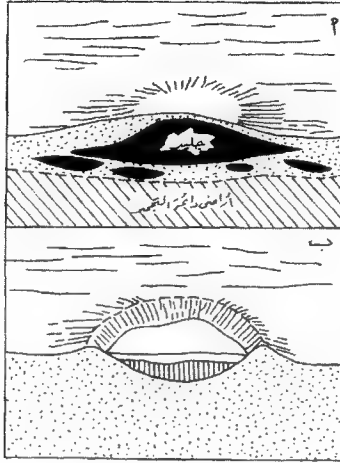


شكل (٥٠) شواهد الاضطراب برفع تكوين الصقيع في حصى هضبي

ما تلبث أن تواصل نموها بجذب مزيد من المياه المحيطة عن طريق نوع من فعل الخاصية الشعرية. وتؤدي هذه العملية التي تعرف باسم «العزل الجليدي» - Ice Segregation إلى تحريك ونقل المواد غير المتجمدة في التربة. وقد وجد أن العزل الجليدي يكون نشطا وشائعا أسفل الأحجار الكبيرة، ربما بسبب قدرتها الكبيرة على توصيل الحرارة، وتسمح للصقيع بالتدخل في أعماق التربة.

ويؤدي نمو وكبر حجم الجليد إلى رفع الأحجار، التي قد لا تعود إلى مواضعها الأصلية حينما يحدث الإنصهار، لأن مواد التربة الدقيقة تنساب من كل الجوانب إلى الحفر التي تمثل المواضع التي كانت الأحجار قبل رفعها، فتملأها. وبسبب استمرار فعل تلك العملية، أي تشغلها احتلال المواد الدقيقة للاماكن التي تتركها الأحجار بعد رفعها بفعل الصقيع، تدفع المواد الخشنة الموجودة في الطبقة النشطة إلى أعلا قريباً من السطح، بينما تبقى المواد الدقيقة في العمق.

ومن الغريب أن الأحجار المرفوعة بواسطة فعل الرفع الصقيعي تنتظم بحيث تكون محاورها الرئيسية رأسية قائمة أو قريبة من ذلك. ولا يشترط بالضرورة أن يحدث فرز وتصنيف للمواد المكونة للطبقة النشطة بهذه الطريقة. ذلك أنه يحدث في بعض الأحيان أن تدفع المواد الدقيقة بالضغط، كما يحدث عندما تتجمد الطبقة السطحية، فتتخذ من خلال الأحجار التي تعلوها إلى السطح.



شكل (٥١) تكوين ظاهرة البينجو

الأرض المنقوشة

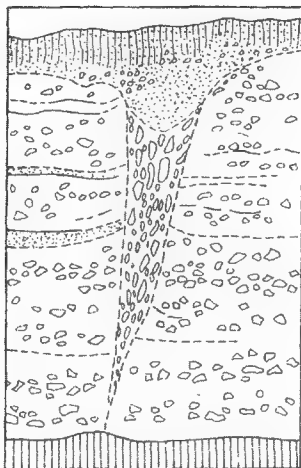
بالإضافة إلى عملية الفرز والتصنيف الرأسية التي أشرنا إليها، والتي تحدث في مواد الطبقة النشطة في الأراضي المحيطة بالغطاءات الجليدية، وفي المناطق شبه القطبية، هناك عملية فرز وتصنيف أخرى جانبية للحبيبات الخشنة والدقيقة، تؤدي إلى تكوين أنماط وأشكال للقرية السطحية شديدة الوضوح، خصوصا حينما انعدم وجود غطاء نباتي متواصل.

ويمكن التعرف على نمطين رئيسيين لتلك الأشكال السطحية نشرحهما في الآتي :

النمط الأول : يتكون على أرض مستوية أو قريبة من الإستواء، وهو النمط المضلع Polygonal أو المستدير Circular . وأشهر أشكاله ما يعرف باسم المضلعات الحجرية، Stone Polygons ، التي تتألف من هوامش مكونة من قطع الصخر التي حطمها فعل الصقيع، أما وسط كل مضلع فيتكون من مواد طينية رطبة . وعادة ما تتكون المضلعات بأعداد كبيرة، وتتحد هوامش المضلعات المتجاورة مشكلة لشبكة

حجرية Stone Net . وأحياناً تبدو هوامش الأحجار مستديرة أكثر منها مضلعة، ومن ثم تكون ما يسمى بالحلقات الحجرية Stone Rings .

وهناك أمثلة أخرى للاراضي المنقوشة، منها ما يسمى «المضلعات الطينية» -Mud Flat Polygon، وتتكون من مواد متجانسة، ويرجح أنها ناشئة من مجرد تجفيف المواد الطينية، وما ينشأ عن ذلك من انكماش سطح الطين والرواسب الدقيقة .



شكل (٥٢) إسفين جليدي حضري (قديم)

أما مضلعات الكسور Fissure Polygons، فهي ظاهرة أكبر حجماً، لكنها تشبه مضلعات الطين في تجانس المواد التي تتكون منها، وتختلف عنها في أنها محاطة بشقوق كبيرة، تشغلها أسافين جليدية . وتشاهد أسافين الجليد الحفرية (القديمة) في الرواسب البلايوستوسينية بكثرة، حيث نجد مكان الإسفين رواسب مغايرة سقطت فيه وملأته . مثال ذلك رواسب الحصى التي تتداخل فيها جيوب من الأحجار المختلطة باللوم، أو تكوينات اللوس التي تملأ أماكن أسافين الجليد السابقة فيها مواد غريبة أتت من السطح وسقطت فيها (شكل ٥٢) .

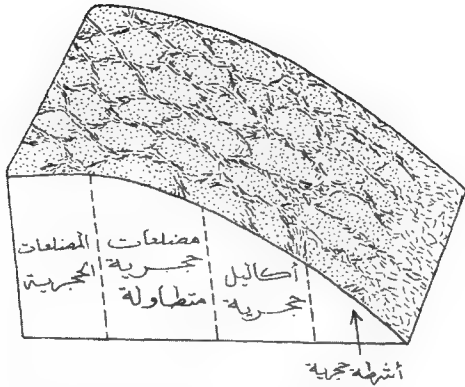
والنمط الثاني، يتكون فوق أرض منحدر بزاوية تزيد على خمس درجات. وهنا نجد أشرطة حجرية Stone Strips كثيرة تتركب ببلية هوامش الجليد. وهذه نمائل المضلعات الحجرية والحلقات الحجرية في أنها ناشئة عن عمليات فرز وتصنيف جانبي للرواسب والحطام الصخري، ذلك لأنها تتضمن خطوطاً وصفوفاً متعاقبة من الأحجار الكبيرة والمواد الناعمة. وتتميز صفوف المواد الدقيقة الناعمة بأنها مقببة قليلاً، مثل أواسط المضلعات الحجرية، كما أنها تختلف عن صفوف الأحجار في أنها تحتفظ بالرطوبة، ولذلك فإنها قابلة للتحرك ومن ثم تأثرت كثيراً بعمليات الإنسياب الأرضي.

ويرجع أن المضلعات الحجرية والأشرطة الحجرية متحدة الأصل والنشأة. ولهذا فإننا نرى المضلعات الموجودة فوق منحدر هين الانحدار جداً، قد استطالت نوعاً، وانتظمت محاورها في خطوط موازية لاتجاه الانحدار. وإذا ما صار المنحدر أشد انحداراً بقليل، فإن أشكال المضلعات تتلاشى، ويحل محلها ما يسمى «الأكاليل الحجرية، Stone Garlands (شكل ٥٣)» وتلك أشكال يحتوى كل منها على مركز مقبب يتألف من طين لزج يستقيم في وضعه بمساندة جدران من الأحجار الكبيرة، أعلاها وأقواها ما يوجد منها في الجانب المواجه لأسفل المنحدر، ولهذا يتخذ المنحدر في قطاع عرضي مظهر الشكل المدرج.

وحيثما يشتد انحدار المنحدر تتمكن المواد الطينية من اقتحام الجدران الحجرية، مكونة للسان طويل من المواد يحدها من كلا جانبيها بقايا الهوامش الحجرية الأصلية. وتبعاً لذلك يتخذ سطح التربة مظهراً شريطياً. ويتأكد هذا المظهر الشريطي بتوالى فعل عمليات الانسياب الأرضي وفرز وتصنيف الرواسب جانبياً بواسطة الصقيع.

ويندر وجود الأشرطة الحجرية فوق المنحدرات الشديدة التي يزيد انحدارها على ٣٠ درجة، ذلك لأن عمليات الإنزلاق الأرضي تكون من السرعة بحيث تعوق الحركة الجانبية، وتبعاً لذلك فإن جميع الأشكال التي وجدناها فوق المنحدرات الهينة تتلاشى هنا أو تصبح مشوشة.

وعلى الرغم من أنه قد أصبح مؤكداً أن عمليات تجوية الجليد Cryoturbation هي المسؤولة عن تكوين الأرض المنقوشة، فإن هناك بعض المسائل التي تحتاج إلى تفسير وإيضاح. مثال ذلك انتظام الشبكة الحجرية بشكل ملفت للنظر في كثير من الأماكن. وكذلك السبب في اختلاف المضلعات الحجرية التي تتراوح أقطارها بين نصف متر وخمسة عشر متراً. أضف إلى ذلك بأن توزيع المضلعات غير منتظم، ولا توجد إطلاقاً في بعض المناطق التي يسودها المناخ شبه الجليدي.



شكل (٥٣) العلاقة النموذجية فيما بين زاوية المنحدر والمضلعات الحجرية والأكاليل الحجرية والاشربة الحجرية

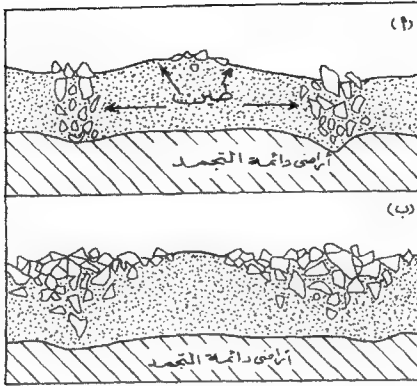
تفسير تكوين الأرض المنقوشة

تقدم بعض الجيومورفولوجيين بعدد من النظريات لتفسير تكوين الأرض المنقوشة، وإيضاح المسائل التي تختص بها والتي أشرنا إليها سابقاً، وتختلف هذه النظريات عن بعضها اختلافاً كبيراً في التفاصيل.

النظرية الأولى :

اقترح بعض البحاث كنكون المضلعات والاشربة الحجرية، وجود طبقة من المواد الصخرية المفتتة المجواه، والى تتميز بعدم التجانس فى مكوناتها، وترتكز على صخر الاساس. ويحدث فى هذه الطبقة أن ترفع تجوية الصقيع المواد الخشنة الى السطح وتدفعها جانباً (شكل ٥٤) أما الحطام الصخرى الموجود فوق السطح فينزلق ببطء، خاصة حينما تتقرب المواد الناعمة الموجودة أسفله، وتبعاً لذلك تنشأ رفاع أو مساحات صغيرة مكونة من المواد الطينية تحيط بها قطع حجرية.

ونتيجة لهذه العمليات تنشأ بداى لاشكال مضلعة أو دائرية وبمرور الوقت واستمرار تلك العمليات يتأكد الفرق بين المراكز الطينية والهوامش الحجرية للمضلعات والحلقت، وذلك لسببين هما :



شكل (٥٤) تكوين المضلعات الحجرية بواسطة:
(أ) دفع الصقيع (ب) رفع المواد الناتجة من خلال الطبقة الحجرية

١- أن الرقاع التي تتواجد فيها الاحجار تتميز بحرية التصريف المائي للجليد المنصهر. وتبعاً لذلك يتم غسل وإزالة أى مواد طينية متبقية بين الاحجار بسرعة. ولا يضاف للاحجار مواد ناعمة جديدة، ذلك لأنها سريعة الجفاف فلا تتأثر بعد ذلك كثيراً بعمليات تجوية الصقيع.

٢- تكون مراكز (أواسط) المضلعات أو الحلقات الحجرية الاخذة في لتكوين أقدر على الاحتفاظ بالرطوبة بسبب طبيعتها التركيبية الطينية. ولذلك فإن فعل الصقيع يتواصل فى سحق المواد الصخرية، كما أن نمو الجليد الأرضي يعجل ويسرع فى اخراج المواد الى السطح، وفي اظهار الحطام الصخرى عند الهوامش وذلك عن طريق النفع والدفع Heave and Thrust.

النظرية الثانية:

ترجح أن تكوين ظواهر المضلعات الحجرية يتم فى الوقت الذى فيه تقوم التجوية بعملها فى الصخور. فلقد قيل بأن الأرض المنقوشة تنشأ اذا ما اشترطنا أن التجوية منذ ابدية تفاضلية العمل والتأثير. وتبعاً لذلك فإن المنطقة التى تتميز بسطح مضرس، تتناوبها الحفر أو التجاويف التى تزخر بالرطوبة والماء، اما بسبب التصريف المائي السطحي، أو لأنها تكون مملوءة فى الشتاء بالثلوج.

ولا شك أن هذه الرطوبة تساعد تجوية الصقيع فى سحق الصخر، ومن ثم ينتج فئات صخرى دقيق الحبيبا بكميات كبيرة .

أما الاجزاء العالية التى تفصل بين تلك التجاويف، فانها سرعان ما تجف، ولذلك فان فعل الصقيع يقتصر على تحطيم الصخور الى كتل وشرائخ كبيرة الحجم. وهكذا عمل العمليات السابقة الذكر على تأكيد الفرق بين التجاويف والحافات الاصلية التى تشكل سطح المنطقة، وبمرور الزمن تنشأ مصلعات صخرية حقيقية. ومن الواضح أن العقبة الرئيسية التى تقف فى سبيل قبول هذه النظرية، تتمثل فى تفسير انتظام كثير من أنماط المصلعات الصخرية، ذلك لأن التجاويف الاصلية لا يشترط بالضرورة أن تكون منتظمة التوزيع، بل أن توزيعها يكون فى الغالب عشوائيا.

النظرية الثالثة :

تقول بامكانية تكون تيارات حمل Convection Currents فى الطبقة النشطة، وتتمكن هذه التيارات من القيام بدور فى فرز وتصنيف المفتتات الصخرية، فتنشأ الارض المنقوشة. ومن المعروف ان كثافة المياه تتناقص حينما تهبط درجة حرارتها من 4 درجة مئوية الى الصفر المئوى. ويرجح أن درجات الحرارة تكون حوالى تلك الدرجات بالقرب من سطح الطبقة النشطة، بينما تكون حرارة مياه التربة الموجودة فوق التجمد الدائم مباشرة فوق نقطة التجمد مباشرة. وما ينشأ عن ذلك من اختلافات فى الكثافة قد يسبب نمطا من تيارات حمل الطين والمياه تتحرك ببطء شديد.

ويفترض أن أواسط المصلعات الحجرية تكون هدف تيارات الحمل الطينية، بينما تعمل حركات السطح الجانبية على نقل الحطام الصخرى الخشن من الوسط نحو الهوامش الحجرية.

واقترح آخر مؤداه أن حالما تتجمد الاجزاء الوسطى الرطبة من المصلعات، فان نمو الجليد الارضى يؤدى الى جذب المياه من المساحات المحيطة بالخاصية الشعرية وتؤدى حركة المياه هذه، كما يدعى هذا الاقتراح، الى نقل حبيبات دقيقة جدا الى داخل المصلع، ومن ثم يساعد بعض الشئ عملية الفرز.

ويتضح مما سبق أن عملية تكوين الارض المنقوشة تحتاج الى مزيد من الدراسة التجريبية والكثير من الملاحظات الحقلية التى تنضح وتفهم على حقيقتها. وعلى الرغم من أن المصلعا والحلقات والاشربة الحجرية ظواهر مورفولوجية ثانوية، فانها جديرة بالبحث والدراسة التفصيلية، لأنها تلقى أضواء تكشف عن كيفية فعل عمليات تجوية الجليد Cryoturbation بصفة عامة .

الانسياب الارضي وتأثيراته

عملية الانسياب الارضي

يمكن النظر الى التجمد الدائم على انه الظاهرة الاهم فى مناطق هوامش الجليد، كما وأن الانسياب الارضى هو أخص العمليات الجيومورفولوجية وأبعدها أثرا فى تلك المناطق. ذلك أن تأثيراته، كما سنرى بعد قليل، فى تطور ونمو منحدرات جوانب الوديان بعيدة المدى، كما أنه يستطيع أن يؤثر بطريق غير مباشر فى معدل نحر النهر، ومن ثم فى نمو الودية النهرية بصفة عامة.

وقد سبقت الإشارة الى أن الانسياب الارضى يقتصر حدوثه على الطبقة النشطة، أى فى أثناء فترة الانصهار الجليدى، ويساعده وجود التجمد الدائم، الذى يمنع تصريف التربة، ومن ثم يحافظ على سيولة المواد ذات الجليد المنصهر.

هذا وتنشط عملية الانسياب الارضى وعوامل أخرى نشرحها فى النقاط التالية :

١- فى أثناء فترة التجمد الشتوى، يؤدى تكون الجليد الارضى الى تعدد الطبقة النشطة. وتنتفتح وتتسع مسام التربة والحفر والثقوب التى تكتنفها بواسطة حبيبات الجليد وعدساته، ويضعف ذلك اندماج التربة الى حد كبير. وبسبب هذا التفكك فى نسيج التربة، تصبح كل حبيبة مكونة لها مفردة، وقد غطيت بغشاء رقيق من المياه يعمل كمادة تشحيم، وذلك حين انصهار جليد الطبقة النشطة فى فصل الربيع. وتبعاً لذلك يتلاشى احتكاك الحبيبات ببعضها، ويصبح تحركها تجاه أسفل المنحدر سهلاً ميسراً.

وقد دلت التجارب على أن عملية الانسياب الارضى النشطة تتركز على الخصوص فى الجزء الاول من فصل الانصهار. وإذا ما حدث وجفت طبقة التربة أثناء فصل الصيف، فإن عملية الانسياب الارضى لا تتجدد حتى ولو سقطت أمطار غزيرة، وجرى تطريب التربة، وذلك لان التربة تكون قد عادت الى الاندماج مرة أخرى.

٢- يستطيع الجليد الارضى بذاته المعاونة بطريق مباشر فى تحريك المواد المفتتة نحو حضيض المنحدر. ذلك أن تكوين الجليد قرب سطح التربة يؤثر فى رفع الاحجار الصغيرة الى أعلى فى اتجاه عمودى على المنحدر، وحينما يحدث الانصهار، تسقط تلك الاحجار رأسياً، وتبعاً لذلك فإن تلك الاحجار تتحرك أو تنتقل من مكانها قليلاً نحو حضيض المنحدر مع كل دورة تجمد وانصهار. ويحدث انتقال للاحجار الصغيرة على نطاق واسع حيثما كثرت أسافين الجليد وعدساته، فتتحرك فرشاة الاحجار والجلاميد الزاوية، كما تتحرك هوامش الاكالييل الحجرية والاشرطة الحجرية نحو أسافل المنحدرات.

وقد لا يكون مثل هذا التحرك من صميم الانسياب الارضى بمعناه الدقيق، ذلك لأن هذه العملية تتضمن تحريك قسم كبير من المواد الناعمة. ومع هذا فان عمليات الانسياب الارضى الحقيقية تؤثر ولا شك فى المواد غير المتجانسة، وان تدفع المواد الناعمة يودى الى نقل الحطام الصخرى الخشن نحو حضيض المنحدر، سواء وجد هذا الحطام ضمن كتلة المواد المتحركة أو كان طافيا فوق سطحها. وحينما يحدث التحرك بهذه الكيفية، تكون له نتيجة مهمة تتمثل فى توجيه كل من الاحجار المتحركة بحيث يكون محورها الاكبر فى نفس اتجاه تدفق الانسياب الارضى.

ويتباين معدل الحركة الفعلية للانسياب الارضى بعض الشئ، وذلك للأسباب الآتية:

١- طبيعة الحطام الصخرى محل التأثير.

٢- درجة انحدار المنحدر. فعلى الرغم من أن عملية الانسياب الارضى تحدث فوق منحدرات هينة جدا، حتى لتتدنى درجة الانحدار الى ٣ أو ٢، فانه من الواضح أن الانسياب الارضى يكون أكثر نشاطا وفاعلية حينما تزيد درجة الانحدار عن ذلك.

٣- وجود الغطاء النباتى يقوم بتثبيت التربة أو عدم وجوده.

٤- المحتوى المائى فى التربة.

٥- نوع أو نمط حركة التربة.

وبالنسبة لنمط حركة التربة، ينبغى أن نشير الى أن الانسياب الارضى يمكنه أن يؤثر بشئ غير قليل من التناسق فى طبقة الفتات الصخرى التى تغطى كل المنحدر، لكنه قد يتركز فط على امتداد خطوط محدودة معلومة، مثلما يحدث للطين الدقيق للحبيبات الذى يفصل بين الاشرطة الحجرية. وغالبا ما تأخذ الحركة شكل انزلاق محلية مفاجئة أو هيئة تدفقات طينية سريعة، خصوصا اذا ما كان محتوى التربة من المياه كبيرا جدا.

وقد تبين من مختلف القياسات التى أجريت على حركة الانسياب الارضى، أن معدلاتها السنوية تتراوح بين ٢ - ٥ سم، وذلك فوق المنحدرات المتوسطة الانحدار، أى التى تتراوح درجات انحدارها بين ١٠ - ١٥ درجة. ولقد تبدو هذه المعدلات لسرعة حركة الانسياب الارضى غير عالية جدا، لكنها تبدو مرتفعة جدا لو قارناها بمعدلات سرعة حركة زحف التربة التى لا تزيد على ٢ ملم كل سنة.

ويقدر أن عملية الانسياب الارضى يمكنها أن تحرك المواد بسرعة تبلغ عشرين مثلا لاكثر حركة للمواد شيوعا فى المناطق المعتدلة الرطبة فى وقتنا الحالى. وينبغى أن

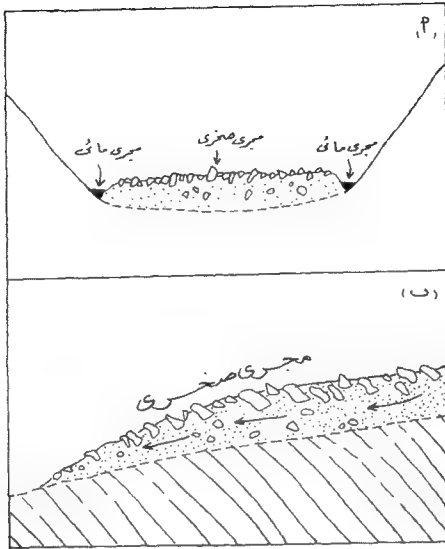
نأخذ هذه الحقيقة في الحسبان حينما نعتبر تأثيرات العمليات الجيومورفولوجية الحالية في مناطق هوامش الجليد في نمو وتطور البيئة الطبيعية في هذه المناطق . هذا وقد تزداد سرعة حركات الانسياب الارضى محليا الى أكثر من ذلك ، فلقد تتحرك السنة من المواد حين انصهار جليد التربة بسرعات تتراوح بين ١٠ - ١٥ سم في السنة بل لقد تفوق ذلك في بعض الحالات .

هذا وينبغي أن نشير الى عملية الانسياب الارضى لا تؤثر بالضرورة في جميع أجزاء الطبقة النشطة ، لكنها تتركز عادة في المستوى العلوى منها الذى يبلغ سمكه نحو ٥٠ سم . والسبب في ذلك أنه أثناء التجمد الشتوى يعظم تكوين الجليد الارضى في المستوى العلوى من التربة ، وهو الذى يؤدي الى شدة خلخلة التربة وتفككها وتشحيم مكوناتها .

الآثار الجيومورفولوجية للانسياب الأرضي

يقوم الانسياب الارضى في المناطق المحيطة بالجليد بنقل المواد الصخرية التي حطمها وفتتها فعل الصقيع على جوانب المنحدرات نحو أسافلها . وتكون أحجام الفتحات الصخرية الناتجة من تأثير الصقيع والمنقول بعامل الانسياب الارضى كبيرة للغاية ، نظرا لأن كلا العمليتين ، فعل الصقيع والانسياب الارضى ، تتميزان بالنشاط والسرعة ، خاصة في الصخور المسامية الكثيرة الفواصل والشروخ ، التي تتعرض للتفكك والتحلل الى كتل وحبيبا بواسطة تمدد أسافين الجليد وبلوراتها .

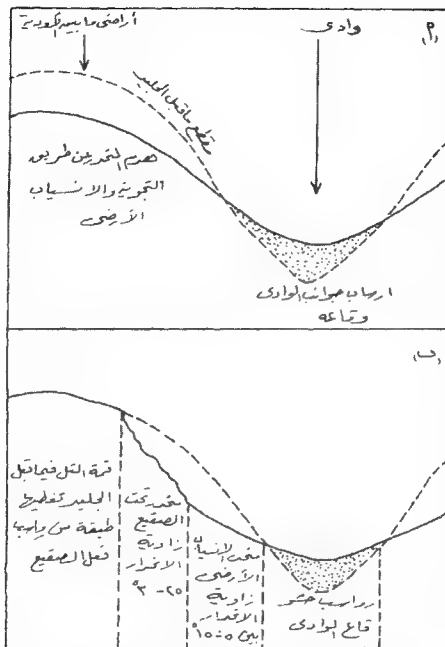
ونتيجة لهذه الانهيارات الارضية Mase Wasting نجد قمم التلال وأراضى ما بين الانهار Interfluves وقد خففت واستدارت ، ونرى مخارج (مكاشف) الطبقات Outcrops العادية وقد تاكلت وتناقص ارتفاعها بفعل الصقيع ثم غمرها الفتحات الصخرية المتحركة بتأثير الانسياب الارضى . وبهذه الطريقة تنشأ قطاعات منحدرات متعادلة (متوازية) ناعمة Graded Profiles . وتتراكم حول قاعدة أمثال هذه المنحدرات ، حيث تكون الانحدارات هينة كميات كبيرة من رواسب الانسياب الارضى ، فتعطى الفرصة لتكوين مراوح ومآزر من الفتات الصخرى ذات مقاطع مستقيمة ومقعرة وتكون كميات مواد الفتات الصخرى المجواه والمنقولة بالانسياب الارضى عبر منحدرات جوانب الاودية النهرية الى بطونها كبيرة للغاية ، حتى أن تلك الوديان تفقد القدرة على تحريك تلك المواد الصخرية العظيمة الحجم نحو أذانيها ، خصوصا أن تلك الوديان أما أن تكون متجمدة أو ناضبة التصريف المائى معظم السنة . وتكون الظروف حينئذ مهيئة لعمليات التراكم والارساب .



شكل (٥٥) مجرى صخري في محيط الجليد

وتتعرض مواد حشو الوادى ذاتها احيانا لتأثير عملية الانسياب الارضى نحو أدنى الوادى. وتتضمن العملية رفع الحطام الصخرى الخشن بواسطة فعل الصقيع الى السطح، الذى ما يلبث ان يميل فى اتجاه الى أعلى الوادى بواسطة رد فعل تدفق مواد التربة السفلى فى اتجاه أدنى الوادى، وتتخذ كتلة المواد المتحركة مقطعا عرضيا محدبا، وعند حضيض كل من جانبي الوادى تجرى المياه فى مجرى مائى، يفصلهما عن بعضهما رواسب حشو الوادى المحدبة التى تعرف باسم المجرى الصخرى Rock Stream شكل (٥٥).

وتوجد المجارى الصخرية الحفرية (القديمة) حاليا فى كثير من أراضى الجهات المعتدلة، وأمكن تتبعها ودراستها فى وديان معلومة فى مرتفعات الاردن العالية High Arcennes فى بلجيكا. وقد تنشأ ظواهر مماثلة فى امتدادات لفرشات رواسب الانسياب



شكل (٥٦) تكوين المنحدرات في مناطق محيط الجليد

أ- بواسطة نحت مقسم المياه وحشو الوادي .

ب- بتكوين منحدرات نحت الصقيع .

الأرضي غير المتجانسة وذلك عن طريق غسل وإزالة المواد الناعمة منها فيما بعد، وترك الكتل الصخرية الكبيرة الصعبة التحريك في مواضعها على السطح مكونة لما يسمى بالمجاري الصخرية أيضا. وتشاهد أمثال هذه الظواهر كثيرا في بعض وديان إنجلترا والهضبة السويسرية والبالفارية. وترى هناك الأحجار الكبيرة مرتكزة فوق حطام

صخرى سميكة، وتم النقل والارساب الى المواضع الحالية بواسطة فعل الانسياب الارضى أثناء عصر البلايوسين.

وينشأ عن العمليات المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليد عموما الى خفض التضاريس، وذلك عن طريق عمليتين هما : نحت مناطق ما بين الانهار، ثم ارساب ورمم قيعان الاودية (شكل ٥٦ أ) وبذلك يقل الفارق الرأسى بين عنصرى التضرس : الارتفاع والانخفاض. ويرى كثير من الباحث أن البيئات الطبيعية اللطيفة التمج، التى تتميز بها سهول ساليزبورى Salisbury وبيكاردى Picardy وأرتوا Artois على سبيل المثال، والتى تتصف بمقاطع منحدرات هيئة القوس، وبارسابات عظيمة من المواد الصخرية التى فتحتها فعل الصقيع، والتى تحوى ودية ضحلة، قد نشأت أثناء فترات جليد الزمن الرابع بفعل العمليات المورفولوجية فى مناطق محيط الجليد خاصة فعل الصقيع والأنهيار الارضى، ومن ثم فهى بمثابة «حفرة» باقية من تأثيرات ظروف مناخية شبه قطبية سالفة.

ومع هذا، فإننا ينبغي أن لا نبالغ فى تأثيرات التسوية الارضية التى تقوم بها العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى مناطق محيط الجليد. ذلك أن عمليات الانسياب الارضى Solifluxion يمكنها أن تتسبب فى احداث اضطراب وعدم انتظام فى مقاطع المنحدرات، وذلك من خلال بناء حطام الصخر على المنحدر عند نقاط معلومة أو على امتداد صفوف حسة التحديد. وقد تتكون ظاهرات ارساب مهمة ذات جبهات شديدة الانحدار يبلغ ارتفاعها بضعة أمتار فوق المنحدرات الهيئة، وتتخذ شكل درجات تعرف «بدرجات الانسياب الارضى» Solifluxion Terraces التى تمتد تدريجيا نحو حضيض المنحدر، كلما تدفقت المواد فوق سطح الدرجة، وتراكمت فوق الجزء القائم منها.

تطور المنحدرات فى المناطق المحيطة بالجليد :

تكتنف أشكال المنحدرات وزوايا الانحدار فى المناطق المحيطة بالجليد Poriglecial Regions مشكلات ومساائل ما تزال تحتاج لمزيد من الايضاح والتفسير، شأنها فى ذلك شأن المنحدرات المتطورة فى مختلف النطاقات المناخية على وجه الارض. ويمكننا تمييز عدد من العوامل المتحركة فى أشكال المنحدرات وزواياها، وهذه تتضمن ما يلى :

١- الشكل الاصلى للمنحدر.

٢- طبيعة صخر الاساس.

٣- هيئة المنحدر.

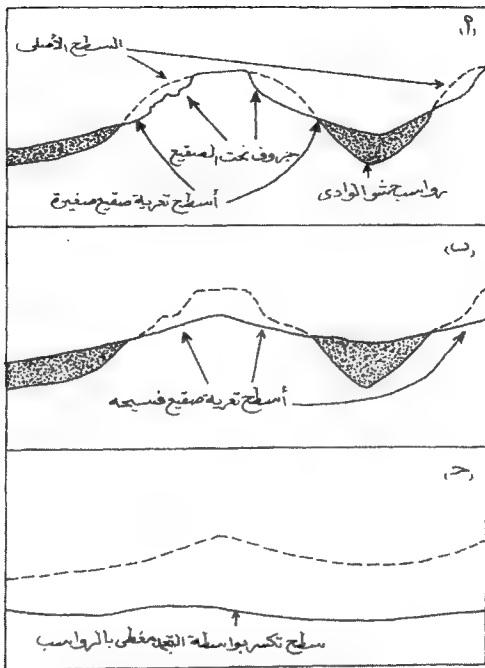
الشكل الاصيل للمنحدر

يرى بيلتيير Peltier (١٩٥٠) في دورة تعرية المناطق المحيطة بالجليد التي افترضها، وجود شكل أصلي، أو ما أسماه سطح ما قبل هاشم الجليد -Pre-glacial Sur-face، يظهر بمظهر طبيعي مقطوع في مرحلة النضج (شكل ٥٧) وهو يعتقد بأن حلول عمليات هاشم الجليد، وأخصها الانهيار الجليدي Mass-Wasting، لا تؤدي إلى تخفيض التضاريس وزاوية الانحدار، مع بقاء الشكل المحدب-المعرق للمنحدر والحفاظ عليه، أما ينشأ عن ذلك عناصر منحدر جديدة، بعضها يكون أشد انحدارا من أي من العناصر السابقة (شكل ٥٦ ب) .

ولا شك أن كثيرا من الواجهات والحافات الصخرية التي نجدها حاليا في كثير من مناطق الهضاب في شمال وسط أوروبا وبريطانيا قد نشأت أصلا تحت تأثير ظروف مناخ هاشم الجليد إبان العصر الجليدي. مثال ذلك أجزاء من شمال الهضبة السويسرية والهضبة البافارية، ومرتفعات الجورا، حيث نجد كثيرا من الحافات الصخرية المكشوفة (أوجه حرة Free Faces) تبدو شبه قائمة الانحدار، وفي أسفلها منحدر مطمور أسفل غطاء سميك من المواد والكتل التي سبق أن تفككت وانحلت بفعل الصقيع، ونقلت عبر المنحدر بالانسياب الأرضي إبان عصر البلايوسين.

وقد وصف أبحاث (Small 1972) أمثلة أخرى من بريطانيا حيث سطح أواخر الزمن الثالث بجنوبي جبال البنين Pennines قد استدار عن طريق تغطيت بغطاء سميك من مواد التجوية. وقد أدى حلول ظروف البرودة الشديدة في عصر البلايوسين إلى اكتساح الحطام الصخري المجوى بواسطة عمليات الانسياب الأرضي، فأنفتح المجال إلى نشاط فعل تجوية الصقيع في الصخور التي تعرت وانكشفت. ففي جنوبي البنين تشمخ حافات شبه قائمة الانحدار مكونة من الحجر الرملي الخشن المعروف باسم Millsstone Grit تفصل بين منحدرات هينة من صخور الشيل التي تعلوها، وتلك التي ترتكز عليها. وفوق منحدر الشيل الذي ترتكز هذه الحافات عليه غطاء سميك من الكتل الزاوية التي فككها فعل الصقيع بفعله في فواصل وشقوق الصخر الرملي الخشن. ولاشك أن ذلك كله من فعل العمليات المورفولوجية في مناطق هاشم الجليد أثناء عصر البلايوسين.

وحيثما كان نمط الفواصل في الصخر الرملي الخشنكثيفا، وكان الحجر سريع التأثير بالاسفنة الجليدية، وجدنا الحافات الصخرية وقد تراجعت سريعا، وتكسرت إلى كتل وهضيبات تشبه النتوءات الصخرية المعروفة في بريطانيا باسم تور Tor، بل إنها قد تزول تماما، ويحل محلها منحدرات هينة متعادلة فوق الطبقات الصخرية المقاومة



شكل (٥٧) دورة التعرية في نطاق محيط الجليد
(أ) الشباب (ب) النضج (ج) الشيخوخة (عن بليتيير)

النجمية (شكل ٥٨). ويتفق هذا التتابع لتطور الأشكال الرضوية مع ما اقترحه بليتيير في دورته التحاتية لمناطق هوامش الجليد، وما يراه من أن البيئة الطبيعية تتصف بالتضاريس المنخفضة وبالمحدرات المتعادلة الهينة في المراحل الأخيرة من تلك الدورة. كما ينسجم مع ما رجح كل من بالمر Palmer ونايلسون Neilson (١٩٦٢) بالنسبة لمنطقة دارتمور Dartmoor.

ورغم هذا فإننا نعتقد أن نظرية بليتير لا يمكن تطبيقها على كل الحالات . ففي المناطق التي كانت بيئاتها الطبيعية قد وصلت الى مرحلة الشيخوخة قبل حلول ظروف مناخ هوامش الجليد، ترجح أن المناخ البارد قد أدى الى زيادة في معدلات التجوية ونقل الفتات الصخري بالانسياب الارضى على جوانب المنحدرات، ومن ثم فلا تغيير يذكر فى أشكال سطح الأرض، هذا اذا افترضنا عدم حدوث عمليات تجديد شباب Rejuvenation التي تبدو أنها حدثت بالفعل فى كثير من المناطق التي أصابها فعل عمليات هوامش الجليد، ومنها المناطق سابقة الذكر (جنوبى جبال البنين ومنطقة دارنمور) .

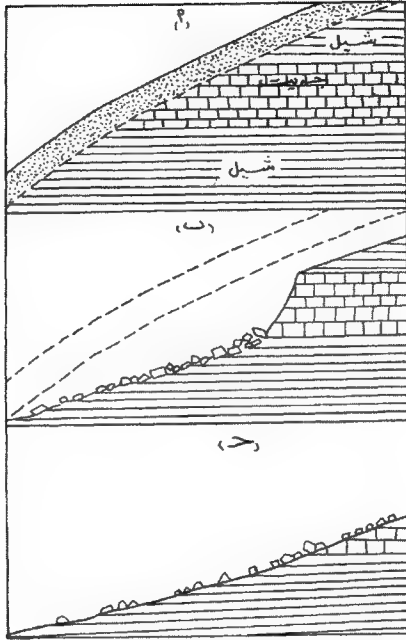
وفى كثير من بيئات وهوامش الجليد الطبيعية الشابة، كذلك التي نراها اليوم فى جزيرة شبتس بيرجين Spitzbergen، نجد جروفا عالية شديدة الانحدار، تتميز بعظم تأثيرها بفعل الصقيع، تبرز من خلال مراوح ضخمة من ركام السسفوح Scree . ولا يمكن تصور أن هذه المنحدرات كانت تشكل قسما من بيئة طبيعية ناضجة أصلا كما يرى بليتير.

وفى منطقة الصخر الطباشيرى Chalk Country بجنوب إنجلترا، حيث يعتقد تواجد الظروف المناسبة التي يراها بليتير، نادرا ما نجد منحدرًا شقّه فعل الصقيع، يتميز بارتكازه على منحدر هين ساه الانسياب الارضى . وانما يشيع تداخل عناصر المنحدر (التحدر العلوى والاستقامة الوسطى والتقعر السفلى) ببعضها، فيحدث الانتقال من عنصر الى آخر بشكل غير محسوس . ولهذا فإننا نفترض أن عمليات تجوية الصقيع والانسياب الارضى كانت نشطة على جميع أجزاء المنحدر.

ويعزز هذا الرأى حقيقة أن الزوايا العظمى، عادة فيما بين ٣٢ - ٣٤ درجة، فى المناطق المضروسة العميقة التقطيع، تمثل حالة سابقة من التوازن بين معدل تجوية الصخور بواسطة التجمد والانصهار، ومعدل نقل الحطام الصخري المجوى الى حضيض المنحدر بواسطة الانسياب الارضى . وبهذه الطريقة وحدها يمكن تفسير عدم وجود الواجه المكشوفة Free Faces والافتقار الى وجود رواسب انسياب أرضى سمكية من منحدرات الصخر الطباشيرى الشديدة الانحدار.

طبيعة صخر الأساس

لنوع الصخر أهمية كبيرة فى نمو وتطور المنحدرات فى المناطق المحيطة بالجليد، ويبدو هذا واضحا فى كثير من المناطق التي تأثرت بظروف مناخ هوامش الجليد . وهناك أمثلة عديدة فى هذا المجال نذكر من بينها الجورا السويسرية والفرنسية، ومنطقة



شكل (٥٨) تكوين حافات صخر جريت وظاهرة تور
في جنوب البنائين بانجلترا

دارتمور بانجلترا والجراند كوس Grands Causses في جنوب فرنسا. ففي منطقة
الجراند كوس يوجد قطاع منحدر مثال يتألف من سلسلة متعاقبة من أوجه مكشوفة
(حرة Free Faces) شديدة الانحدار أو شبه قائمة، وقطاعات منحدر مستقيمة تنحدر
بزوايا بين ٣٠ - ٣٥ درجة.

وهناك من الشواهد والاسباب ما يحمل على الاعتقاد بأن هذه المنحدرات، مثل
نظائرها اللطيف انحداراً منها في دارتمور والجرورا، قد تشكلت أثناء العصر الجليدي

بواسطة تجوية الصقيع والانسياب الارضى، وان كانت قد تأثرت فيما بعد بعمليات الازابة التى أنشأت أشكالا أرضية منفردة فى منطقة الكوس وإقليم الجورا. ويمكن تلخيص هذه الشواهد فى النقاط التالية :

١- أن المنحدرات السفلى فى المناطق التى سبق ذكرها مغطاة فى العادة برواسب تتألف من حطام الحجر الجيرى الزاوى، مما يدل على أنه نتيجة لفعل التفكك والتحلل الصقيعى.

٢- يسهل تفسير الارتباط الموجود بين شكل المنحدر ونوع الصخر اذا ما افترضنا أن تطور ونمو المنحدر قد حدثت تحت تأثير ظروف مناخ هوامش الجليد.

ذلك أن الواجهه المكشوفة للمنحدر ترتبط ارتباطا وثيقا بصخور الدولوميت الكتلية المندمجة، التى تتميز بقله احتوائها على الفواصل وسطوح الانفصال الطبقي، وشدة مقاومتها لتجوية الصقيع، رغم أنها سهلة التحلل الكيمايى. أما المنحدرات المستقيمة التى تتراوح زوايا انحدارها بين ٣٠ - ٣٥ درجة، فيرتبط وجودها بالصخور الجيرية التى تتميز بالطباقية الجيدة ويكثره الفواصل وشدة كثافتها، والتى تسجل بسهولة لتجوية التجمد والانصهار، بسبب بنائها الضعيف وعظم نفاذيتها.

٣- تحوى الاحجار الجيرية فى العادة طبقات من صخور المارل، التى حينما تبطل وتتسبع بالمياه، تساعد فى تشحيم طبقة الحطام الصخرى المجواه السطحية، ومن ثم تشد من أزر عمليات الانسياب الارضى.

ولا شك أن كلا من النوعين من الصخور (الدولميت والحجر الجيرى) يستجيب لظروف المناخات الاخرى ويتفاعل معها بطرق مختلفة تماما. ففي ظروف المناخ الحار الرطب على سبيل المثال، لا يكون للدولوميت مكشوفة (أوجه مكشوفة أو حرة) لانه يستجيب بسهولة للتحلل بواسطة المياه السطحية الحامضية، رغم اندماج وقله نفاذيته، وتبعاً لذلك تختفى الواجهه الحرة المكشوفة كعنصر مهم من عناصر المنحدر، وتحل محلها منحدرات مغطاة بالفئات الصخرى.

هيئة المنحدر

يؤمن معظم الباحث فى وقتنا الحالى أن لهيئة المنحدر تأثيرا كبيرا على شكله وتطوره فى ظروف مناخ هوامش الجليد. وتتضح صحة هذا الرأى ممانراه من انتشار وجود الاودية اللاتماثلية Asymmetrical (غير متساوية الجوانب) فى الجهات التى أصابها فعل عمليات هوامش الجليد. ومن الواضع أن هذه الظاهرة ليست نتيجة لانتقال أحادى الميل بواسطة المجارى فى اتجاه إميل الطبقي الصخرى، وليست بسبب النحت

الجانبى للمجارى فى جانب واحد من جوانب الوادى بصفة مستمرة وفى جميع امتداده . والواقع أن اللاتماثلية فى شكل الوديان فى اقليم معلوم قد تكون صدى لتوجيه واضح فى اتجاه واحد . مثال ذلك ما نراه فى اقليم تلال شيلتين Chilterns بانجلترا حيث نجد الاودية تجرى فى اتجاه عام من الشمال الغربى نحو الجنوب الشرقى ، فنجد منحدرات الوادى المواجهة للجنوب الغربى أشد انحدارا بكثير من تلك التى تواجه اتجاه الشمال الشرقى .

ولكى نفسر كيفية التطور والتحول من واد متمائل الى واد غير متمائل ، فإننا يجب أن نفترض واحد من أمرين :

١- اما أن أحد جوانب الوادى قد عانى من عملية انحدار شديد .

٢- أو أن الجانب الاخر منه قد أصابه تضاول .

ولا نستطيع بناء على الشواهد والادلة المتاحة أن نقرر أى الافتراضين أصح أو أقرب الى الصواب من زميله .

ولقد صاغ الباحث عدد من النظريات لتفسير الاودية اللاتماثلية والكشف عن غموضها . ويمكن تقسيم تلك النظرات الى مجموعتين هما :

١- مجموعة تضم النظريات التى تقترح أن المنحدر الذى تأثر تأثيرا عظيما بعمليات هوامش الجليد ، قد عانى من عمليات سببت شدة انحداره .

٢- ومجموعة تشمل النظريات التى تفترض تناقص وتضاول زاوية المنحدر بسبب فعل الصقيع والارساب الارضى .

وما يزال الخلاف قائما والنقاش محتدما حول الطريقة المثلى التى بها تؤثر العوامل المناخية فى عمليات هوامش الجليد الدائبة العمل والتأثير فى كلا جانبي الوادى . ويرى كثير من الباحث أن العامل المؤثر الرئيسى يتمثل فى تفاوت كمية الاشعاع الشمسى التى يتلقاها كل من منحدرى الوادى ، بينما يرى آخرون أن اتجاه الرياح السائدة هو العامل الاهم فى التأثير على هيئة كلا جانبي الوادى .

وفيما يلى عرض موجز لأهم النظريات وأقربها الى الصواب ، التى تحاول تفسير تكوين الاودية اللاتماثلية .

النظرية الأولى :

وهذه تقترح أن المنحدرات التى تواجه الجنوب الغربى تكون عرضة لتجوية الصقيع والانسياب الارضى من غيرها ، لأنها تتلقى كمية من الاشعاع الشمسى أكبر من تلك التى تصل الى المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقى . فالمنحدرات

تؤدي الى تفكك الصخر وتحطيمه، وتقوم عملية الانسياب الارضى أثناء النهار بنقل المواد الصخرية المجواه نحو حضيض المنحدر. معنى هذا أن المنحدرات المواجهة للجنوب والجنوب الغربي تكون نشطة، وتتأثر بالتراجع باشتداد الانحدار (شكل ٥٩). وتلك هي النظرية التي اقترحت لتفسير شدة انحدار منحدرات أودية أقليم شيلترن - Chil-tern التي تواجه الجنوب الغربي.

النظرية الثانية :

تقول بأنه تحت تأثير الظروف المناخية الآتفة الذكر، ينبغي أن تؤدي تجوية الصقيع والانسياب الارضى الى تصاؤل المنحدرات التي تواجه الجنوب والجنوب الغربي. أي المنحدرات الهينة هي الانشط. وطبقا لهذه النظرية، فإن المنحدرات الأشد، التي تضمحل فيها عمليات هوامش الجليد، ينبغي أن تواجه الشمال والشمال الشرقي. ويعتقد أن تحرك مواد الانسياب الارضى في هيئة ألسنة على المنحدرات الهينة يؤدي الى دفع المجرى المائي المتدفق على امتداد قاع الوادي الى قاعدة المنحدر المقابل، الذي يزداد شدة في انحداره بسبب عملية النحت والتقويض السفلى، وبالتالي تزداد، لا تماثلية، الوادي وضوحا وتحديدا.

ومن الواضح أنه لا يمكن تطبيق هذه النظرية على أودية اقليم شيلترن Chiltern المشار اليها آنفا، لكن من الممكن أن تكون مناسبة لتفسير أودية منطقة أخرى تقع الى الغرب من ذلك هي منطقة مارلبورو Marlborough ، حيث توجد أودية ذات منحدرات هينة تواجه الجنوب الغربي، وتغطيها رواسب الانسياب الارضى.

النظرية الثالثة :

يقول بعض الباحث أن المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقي، كانت تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، تغطي بغطاء أسمك من الجليد، ظل موجودا فترة أطول مما فوق المنحدرات المواجهة للجنوب والجنوب الغربي. وكان الجليد ينصهر بسرعة فوق المنحدرات الاخيرة بسبب تلقيها لاشعاع شمسي أكثر، ثم لا تلبث التربة أن تجف، ومن ثم تعاق أو توقف عملية الانسياب الارضى.

أما فوق المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقي، فإن الجليد ينصهر ببطء. وتبعاً لذلك تتوفر مصادر مستمرة للرطوبة تساعد عمليات الانسياب الارضى، فتتطور تلك المنحدرات لانها تكون أكثر نشاطا. ولم يتضح بعدما اذا كان هذا التطور يؤدي الى زيادة في الانحدار أو تراجع وتضاؤل.

النظرية الرابعة :

وهي عكس السابقة، فأصحابها يرون أن المنحدرات التي تواجه الشمال والشمال

الشرقي أقل من غيرها نشاطا، لأنها تكون محمية بغطاء الجليد. إذ يعتقد أن الجيد يعزل التربة فعلا عن تأثير التغيرات التي تحدث في حرارة الجو التي تتراوح درجة الصفر المئوى، ولذلك فإن تجوية الصقيع ينعدم فيها.

ويحدث عكس ذلك في المنحدرات المواجهة للجنوب الغربى، إذ أنها تفقد غطاءها الجليدى سريعا، وبالتالي فإنها تتعرض لفعل تجوية الصقيع. وتكون بذلك أكثر حركة ونشاطا، وتعان كذلك من التضاؤل بناء على احدى النظريات، أو تتطور الى منحدرات أشد حسب نظرية أخرى.

النظرية الخامسة :

تقول بأن اختلاف نمو وسمك الغطاء الجليدى فوق كل من منحدرات جانبيى الوادى، لا يرجع الى التباين فى كمية ما يصيبها من اشعاع شمسي، وانما يرجع الى تأثير اتجاه الرياح السائدة.

مثال ذلك، حينما تسود الرياح الغربية منطقة معلومة، فإن المنحدرات المواجهة للغرب، أى التي تواجه الرياح، تكون خالية من الثلوج، بينما تكون المنحدرات المواجهة للشرق، مغطاة بغطاء كثيف وفسيح من الثلوج لأنها تكون محمية بسبب موقعها فى ظل الرياح. وتبعاً للتباين فى معدلات فعل تجوية الصقيع والنقل بالانسياب الارضى فى كل من منحدرات جانبيى الوادى المتقابلين، تنشأ الاودية اللاتماثلية.

يتضح من عرضنا السابق أن مسألة الاودية اللاتماثلية صعبة التفسير والايضاح، وتتباين العمليات التى تؤدى الى تكوينها وتتعدد كثيرا. ولهذا فانه من الصعب أن نجد تفسيرات أو اسبابا عامة لنشأة كل الاودية، وذلك لاختلاف توجيه اللاتماثل بالاودية باختلاف المناطق المحيطة بالجليد. وانما ينبغي دراسة أمثال هذه الوديان والبحث عن أسباب تكوينها فى كل منطقة على حدة حسب ظروف تكوينها المحلية.

النحت الثلجي

يشيع وجود تجاويف عميقة فى مناطق هوامش الجليد الحالية، خاصة فى المنحدرات المحمية المواجهة للشمال، الى تشغيل رقائق ثلج كل السنة أو معظمها. وهناك من الاسباب القوية ما يدعو الى الاعتقاد بأن هذه التجاويف ليست مجرد حفر سابقة الوجود، وتحفظ بالثلج أثناء فصل الانصهار بسبب عدم تعرضها للاشعاع الشمسي، ولكنها ناشئة عن النحت فى سطح المنحدر. ويبدو أن العملية ناشئة أصلا فى منخفض ضحل كان موجودا فى المنحدر، لكنه بطبيعة الحال قد ازداد عمقا واتساعا بواسطة تعرية رقعة التلة أو ما يمكن أن نسميه «نحت الثلج Nivation»، والكلمة مأخوذة عن اللاتينية Nix, Nivis بمعنى ثلج.

وفى المناطق التى عانت من العمليات المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليدى أثناء عصر الهولوسين، قد نشأت تجاويف متطاولة وأحيانا مستديرة، لا بد بنفس الطريقة والعملية أى بنحت الثلج، ذلك أنه يستحيل تكوينها بالماء الجارى لأنها لا تماثل فى شكلها الوديان العادية. وهناك الكثير من أمثال هذه التجاويف لا تتطور الآن تحت ظروف مناخ هوامش، يعزوها البحاث الى نحت الثلج أثناء العصر الجليدى. منها التجاويف المنحوتة فى واجهات تلال السوث داوينز South Downs قرب ايبست بورن East Bourne بانجلترا، وكذلك الحال فى تلال الجورا السويسرية، ومنطقة جبل ريجى Rigie قرب لوسيرن، وفى الهضبة البافارية فى جنوب ألمانيا.

وعلى الرغم من أن «نحت الثلج» Nivation عملية معترف بوجودها، فإن آليتها لم تعرف بدقة حتى الآن. ويتفق البحاث أن حركة الثلج من تجاويف النحت الثلجى تجاه أسفل المنحدر نكا تكون معدومة، حتى ان امكانية النحت الثلجى Nivotion أو -Snow patch Erosion تعبير بعيد عن الصواب.

ولقد قام لويس Lewis (١٩٣٩) بدراسة تجاويف نحت الثلج فى أيسلندا. وخلص من دراسته الى القول بأن الانصهار يحدث عند قاعدة الثلج صيفا، بينما تتجمد كل رقعة الثلج فى الشتاء. ويعنى هذا ان نشاط التجمد والانصهار يؤثر فى الطبقة السطحية من التربة التى يتركز عليها الثلج مباشرة. ويتم نقل الفتات الصخرى الدقيق الناشئ عن هذه العملية بواسطة الماء المنصهر أسفل الثلوج الذى يكون نهيرات صغيرة أثناء فصل الصيف. وبهذه الطريقة يزداد عمق تجاويف تعرية الثلج على حساب التربة، ومن ثم تدخل عملية التعرية هذه ضمن ازاحة التجوية.

ولعل الصعوبة الرئيسية التى تواجه هذا التفسير تختص بامكانية تأثير الثلج كمادة عازلة. فقد اكتشف ويليامز Williams (١٩٤٩)، الذى درس رقاع الثلج -Snow Patches فى جبال سان جابريل San Gabriel بكاليفورنيا، أن أدنى درجة تصلها حرارة الارض أسفل تجمعات الثلوج السمكية، لا تتعدى بأى حال نصف درجة مئوية، ومن ثم يستحيل فعل تجوية التجمد والانصهار التى تسود المناطق شبه القطبية أو الاراضى المحيطة بالجليد. ونحن لا يمكن أن نعمم هذه الظاهرة بناء على مثال أو حتى أمثلة محدودة، خصوصا أن كثيرا من البحاث ومنهم لويس Lewis أثبت عن طريق مختلف الدراسات أن التربة السفى أسفل رقاع الثلج تكون متجمدة حتى أثناء شهر يوليو. ويرى ويليامز Williams أن التجوية الكيميائية قد تكون ذات شأن فى مساعدة نحت الثلج -Nivation، هذا على الرغم من الاعتقاد الشائع بأن التجوية الكيميائية ذات أهمية محدودة وصغيرة نسبى فى مناطق هوامش الجليد. ذلك أن معدلات التفاعلات

الكيميائية تتدنى كثيرا بانخفاض درجة الحرارة، رغم وفرة المياه في الصيف خاصة في الجهات المصحوبة بتكوين الأحماض العضوية. ومع هذا فقد تبين من مختلف الدراسات، أن المياه المنبثقة من أسفل الرقاع الثلجية تحتوى على قدر كبير من بيكربونات الكالسيوم نتيجة لعملية الكرينة، وهي إحدى عمليات التجوية الكيميائية.

ولقد عزا ويليامز وغيره هذه الظاهرة لخاصية المياه الباردة التي تستطيع اذابة قدر كبير من ثاني أكسيد الكربون. فقد وجد أن المياه الباردة في درجة حرارة تعلو الصفر المئوى مباشرة قادرة على اذابة واحتواء قدر من ثاني أكسيد الكربون يعادل ضعف ثاني أكسيد الكربون الذي تذيبه وتحتويه نفس كمية المياه وهي في درجة ٣٠ درجة مئوية. وتشهد درجة تركيز ثاني أكسيد الكربون العالية في المياه المنصهرة من رقاع الثلج على صحة هذا الرأى.

ورغم أن هذه الحقائق واضحة لا تقبل الجدل، فانه ما زال من الصعب الاعتقاد بشيوع عمليات التجوية الكيميائية في مجال نحت الثلج. ففي معظم رقاع الثلج نجد مساحات تحيط بها، تتميز بأن أرضها خالية من الثلج ومبللة بالميا بسبب انصهار الثلج في الصيف. وفي هذه المساحات تنشط عمليات الصقيع والانسياب الارضى، وتكون أعظم فعالية وتأثيرا بكثير من عمليات الكرينة وغيرها من العمليات الكيميائية أسفل الثلج. فضلا عن ذلك، وبافتراض أن رقاع الثلج تتركز فوق مواد صخرية مفككة، وأن الانصهار الصيفي يحدث في تلك المواد، علاوة على ما يرشح خلال الثلج من مياه منصهرة، فان أهمية الانسياب الارضى تزداد وتعاظم.

فعل المجارى المائية في الاراضى المحيطة بالجليد

يعتقد بعض الباحث أن فعل الماء الجارى، كعامل نحت على الاقل، غير ذى أهمية تذكر تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، بالقياس لفعل وتأثير الصقيع والانسياب الارضى. كما أن فعل الماء الجارى دون فعل الرياح في المناطق المحيطة بالجليد، خصوصا في المراحل المتقدمة من الدورة المورفولوجية في مناطق هوامش الجليد. وينبنى هذا الاعتقاد اساسا على الرأى القائل بأن النحت بواسطة الماء الجارى يمتنع أو يعاق بواسطة كميات الرواسب الضخمة التي ترد الى قيعان الودية النهرية بواسطة الانهيار الارضى Mass-Wasting. ذلك أن الانهيار الارضى يتركز على المنحدرات، ومن ثم يوسع النهر، فترى قاع الوادى وقد امتلأ برواسب الانسياب الارضى. ولهذا فان المجارى المائية التي تتوقف عن الجريان قسما من السنة بسبب البرودة والتجمد، ونجدها وقد أثقلت بالحمولة، فلا تقوى على الحمل والنحت، وتبعما لذلك يحدث الارساب.

والواقع ان الامر يبدو أكثر تعقيدا من ذلك، لان المجارى المائية فى مناطق هوامش الجليد قد تنجز فى بعض الاحيان فعلا تحتاتيا مؤثرا. فلقد وصف كثير من البحوث امكانية ذلك، ومنهم على سبيل المثال جينيس Jenness الذى درس أمثال هذه الظاهرة فى المناطق القطبية وشبه القطبية بشمال كندا، حيث يبلغ التساقط السنوى نحو ٢٥ سم أو أقل، لكنه يكون فى معظمه على هيئة ثلج شتوى، يتراكم على سطح الارض، ويظل كذلك مدة تزيد على سبعة أشهر، ومن ثم يتكون غطاء ثلجى يصل سمكه الى نحو ٩٠ سم يغطى مساحات كبيرة.

وحين يحل موسم الصيف يتحرر هذا المخزن المائى بانصهار الثلوج عقب ارتفاع الحرارة، فتجرى المياه المنصهرة بشدة وعنف، وتحدث تأثيرا تحتاتيا ملحوظا. فلقد وصف جينيس Jenness تكوين جداول وصل عمقها الى أكثر من ٩٠ سم أثناء موسم انصهار واحد. كما لاحظ نفس الباحث وجود أودية خانقية عميقة شديدة انحدار الجوانب، تراوح عمقها بين ٦٠ - ٩٠ مترا، وعزا تكوينها لفعل الماء الجارى المنصهر من الثلوج، مما يدل على عظم قدرته التحاتية.

ويرى بعض البحوث أن بعضا من أشكال التعرية المهمة فى المناطق التى تأثرت بظروف مناخ خوامش الجليد، يمكن ارجاع تكوينها وتفسير تشكيلها بفعل وتأثير الماء الجارى. وكثيرا ما يستشهد على ذلك بالودية الجافة فى الاراضى الطباشيرية الانجليزية. ويقترح بل Bull (١٩٤٠) لتفسير هذه الظواهر وأمثالها النحت بواسطة المجارى المائية التى كانت تستقى مياهها من الثلوج المنصهرة من القلنسوات الثلجية المتوجة للأجزاء العليا للال الداونز Downs.

وقد نبين من أبحاث حديثة فى اقليم كنت Kent بانجلترا، أنه قد تم حفر أودية صغيرة لكنها واضحة قرب قرية بروك Brook فى فترة زمنية مقدارها ٥٠٠ عام حول نهاية الفترة الجليدية الاخيرة، حينما ساد هذه المنطقة مناخ شبه جليدى (شبه قطبى) تميز برطوبة وبرودة نسبية. وقد تراكمت المواد المنحوتة من تلك الودية عند حضيض الحافة الطباشيرية مكونة مراوح رسوبية. وتقع أسفل هذه المراوح رواسب مستنقعية أمكن تأريخها تأريخا دقيقا بواسطة طريقة الاشعاع الكربونى.

ويبدو أن العمليات التى شاركت فى تكوين هذه الأودية متعددة، وهى فعل الصقيع والانسياب الارضى ثم التعرية بفعل مياه السيول المنصهرة من الثلوج التى كانت تنحدر مجاريها فى واجهة الحافة الشديدة الانحدار. ويطلق تعبير مركز على هذه العمليات مجتمعة هو: نيفيو فلويفال Neveo-Fluvial أى العمليات الثلجية النهرية (Nivalis) كلمة لاتينية تعنى الثلج، Fluvius كلمة لاتينية معناها نهر).

هذا ولا ينبغي أن نعتقد، بناء على ما سلف، أن كل الاودية الجافة في المناطق الطباشيرية قد تكونت بهذه الطريقة في نفس ذلك الزمن. ذلك أن كثيرا من الاودية الطباشيرية كبير لا يمكن أن ينشأ في هذا المدى القصير من الزمن. كما أن بعضا منها يمتلئ بالرواسب، وبسمك كبير، مما يل على سيارة مرحلة ارساب طويلة تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، أثناءها كان النحر بواسطة الماء الجارى المنصهر من الثلوج قليلا.

ولقد ناقش الجيومورفولوجى الفرنسى كوربيل Corbel (1961) المسائل الخاصة بالطبيعة الدقيقة لمناخ مناطق هوامش الجليد Periglacial Climate وتأثره فيا مكانية عمل النحت بواسطة الماء الجارى. ويمكننا تقسيم ظروف ذلك المناخ في نمطين :

١- المناخ القطبي البحري :

وفيه تكون الغلبة والاهمية الكبرى لعملية الانهيار الارضى Mass-Wasting، لكن التساقط الغزير نسبيا يساعد الجريان المائى السطحي القوى وهاتان العمليتان مجتمعتان تكونان من القدرة بحيث تستطيعان ازالة فتات الانسياب الارضى المشتق من تجوية منحدرات جوانب الوادى، واستخدام هذه الحمولة الكبيرة في النحت الرأسى Vertical Corrasion. وفي مثل هذه المناطق يبدو القطاع العرضى للوادي على شكل حرف V أو الرقم ٧.

٢- المناخ القطبي القاري :

وحيثما يسود هذا النوع من المناخ، تنتج تجوية الصقيع كميائاتائلة من الحطام الصخري الزاوى الذى يتراكم عند أسافل المنحدرات وتتقيد نسبيا عملية الانسياب الارضى، وتأخذ شكل «مجارى» من الاحجار والحطام الصخري. ويكون الماء الجارى محدودا للغاية في كميته، بسبب جفاف هذا النوع المناخى. كما تكون المجارى المائية ضعفية ومتقطعة الجريان. فلا تقوى على حمل الكميات الكبيرة من الحطام الصخري الشخن الذى يرد الى قيعان الوديان من منحدرات جوانبها. لهذا تكون قيعان الاودية مفعمة بالرواسب التى يزداد سمكها فترتفع قيعان الوديان باستمرار. وبهذه الطريقة تنشأ الوديان متخذة شكل الحرف الاكفرنجى U، الذى يشبه في بعض خصائصه الوديان الصحراوية.

فعل الرياح في المناطق المحيطة بالجليد

من بين الظاهرات الجيومورفولوجية في مناطق هوامش الجلى لا نجد سوى تكوينات اللوس Loess التى تتميز بطبيعة متكاملة باعتبارها تكوينات هوائية، أو رواسب تغلب فيها عناصر الارساب الهوائية. ونحن مع تشارليس وورث J.K. Charlesworth

الذى يقول بأن تكوينات اللوس هي أهم تراكم فى مناطق هوامش الجليد. وتنتزع فى أجزاء من أوروبا وآسيا وأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية.

وتتركب تكوينات اللوس عادة من حبيبات دقيقة يتراوح قطر معظمها بين ٠.٠٥ - ٠.١ مم، لونها بنى فاتح أو مصفر، وأحيانا تكون رمادية. وتتركب بتروجرافيا من حبيبات من الكوارتز، وهو الغالب، ثم من الفلسبار بأنواعه، والميكا، ومن بعض المعادن الثقيلة كالجراتات والهورنبلند، كما تحتوى على نسبة متفاوتة من كربونات الكالسيوم. والتكوينات متناسقة البناء، هشة وملمسها ناعم. وفيها تنشأ تربات غاية فى الخصوبة والانتاج.

وتنتزع تكوينات اللوس فى أوروبا فى هيئة نطاق يمتد من الغرب الى الشرق : من شمال فرنسا، حيث يدعى هناك باسم ليمون Limon الى بلجيكا، وعلى طول الهوامش الشمالية لمرتفعات المانيا الهرسينية، الى سهول بولندا ثم جنوب روسيا.

وعادة ما يكون سمك تكوينات اللوس بين ٣ - ٦ مترا، لكن السمك يزداد كثيرا فى أودية الأنهار الكبيرة مثل نهر الراين، حيث يصل الى ثلاثين مترا. كذلك الحال فى الأحواض المغلقة وشبه المغلقة كحوض فيينا وسهل المجر. وأجزاء من تشيكوسلوفاكيا.

والهامش الشمالى لنطاق اللوس الاوروبى محدد تحديدا حسنا، فهو يمتد جنوبى الحد الذى وصل اليه الغطاء الجليدى الشمالى، وشمالى الحد الذى اقترب منه الغطاء الجليدى الالى. فهو يغطى أراضي هوامش الجليد أى الاراضى التى كانت محصورة بين الغطاء الجليدى الاسكنديناوى (الاوروبى الشمالى) والغطاء الجليدى الالى تلك الاراضى التى كان يسودها مناخ هوامش الجليد Periglacial.

ورغم كثرة ما أثارته نشأة تكوينات اللوس من نقاش وجدال، فقد أصبح معروفا أنه فى أوربا قد نشأ ابان فترات الجليد. فنشأته مرتبطة كل الارتباط بامتداد وانتشار الغطاءات الجليدية القارية العظيمة. ولم يعد هناك شك فى أن معظم تكوينات اللوس قد نفلت وتراكت بواسطة الرياح. ويشهد على ذلك تناسق حبيباتها، عدم طباقيتها، واحتوائها على حفريات لقواقع برية، ثم وجودها فوق قمم التلال، وعلى جوانب الأودية وقيعانها.

وقد نشأت التكوينات عن طريق سفى الرياح للرواسب الجافة فى المناطق المحيطة بالجليد البلايستوسينى (هوامش الجليد) تلك الرواسب التى تتمثل فى الركامات النهائية والارضية (السفلى)، وتكوينات حقول الرمال والمواد الدقيقة Sander، والرواسب الفيضية. ثم أرسبت الرياح ما حملته من مواد دقيقة فى مناطق توافرت فيها شروط ساعدت على الارساب، وهذه تلتخص فى مناخ رطب نسبيا، وفى وجود حشائش تلتقط

الذرات والحبيبات، وتحميها من إعادة السفى بواسطة الرياح. وبذلك تتجمع حبيبات اللوس وتتراكم فى سمك يختلف مقداره حسب غنى الغطاء النباتى الذى يحمية من التذرية.

دورة تعرية هوامش الجليد

قد أدرك الجيومورفولوجيون أهمية التجوية والتعرية فى المناطق المرتفعة وفى العروض العليا، وكذلك فى الاراضى التى كان يسودها مناخ شبه قطبى أثناء فترات الزمن الرابع الجليدية. وبعدما تبين ما للتجوية والتعرية فى تلك الناطق من تأثيرات بينة، وكثرت وتنوعت الدراسات الخاصة بها، تقدم بيلتير (Peltier ١٩٥٠) بمفهوم دورة نظرية للاشكال الارضية فى المناطق المحيطة بالجليد، أو ما يمكن أن نصوغها فى عبارة «دورة تعرية أشكال هوامش الجليد، (شكل ٥٧).

والعملية الرئيسية النشطة والمشكلة فى هذه الدورة هى عملية «التسوية بفعل الصقيع» Cryoplaanation، التى تؤدى فى النهاية الى تسوية سطح الارض بواسطة عمليتين تتفرعان عنها وهما :

١- عملية التكسير بواسطة الصقيع Frost Shattering والتى تدعى أحيانا باسم الكسر بالتجمد Congliffraction (وهى مشتقة من اللاتينية Congelare = يتجمد، و Fractare = يكسر).

٢- الاضطراب الذى يحدث فى الطبقة المجاورة بواسطة نمو الجليد الارضى وبواسطة عملية الانسياب الارضى Solifluxion والتى تعرف أحيانا باسم Con-gelurbation (مشتقة من اللغة اللاتينية من فعلين هما Congelare و Turbare بمعنى يحرك أو يثير).

ويمكن تطبيق كثير مما يذكر من تفسيرات وإيضاحات لامكانية دورة تعرية جليدية، على دورة تعرية هوامش الجليد. وينبغى هنا أن نذكر أنه بالرغم من قصر عمر فترات الجليد البلايوسوسينية، فإن بعض الصخور التى كانت مكشوفة ومعرضة لفعل الصقيع قد تآكلت وانخفض سطحها الى مستوى السطح المحلى. كما أمكن التعرف على مدرجات فى المناطق المرتفعة قام بتشكيلها وتسوية أسطحها كل من فعل الصقيع الاختيارى والانسياب الارضى.

هذا ويرى بيلتير Peltier، ورأيه منطقى ومتوقع أن حلول المناخ البارد الذى ينشئ العمليات الفاعلة لدورة هوامش الجليد، يؤثر فى بيئة طبيعية سبق تقطيعها بواسطة عوامل وعمليات أخرى سابقة للتبريد والتجليد، وهذا يعنى أن قسما كبيرا من عملية تسوية البيئة الطبيعية يكون قد تم انجازه بواسطة عمليات أخرى.

ومن الممكن عرض دورة التعرية فى المناطق المحيطة بالجليد فى النقاط التالية :

١- مرحلة الشباب :

يرى بلتير Peltier أن فعل الصقيع يكون شديدا ومؤثرا فى هذه المرحلة، ويمكنه تحويل المنحدرات الموجودة أصلا الى واجهات صخرية مكشوفة شديدة الانحدار، تتراوح زوايا انحدارها بين ٢٥ - ٣٠ درجة وأكثر، كما يحدث لها نوع من التراجع المتوازى. وعند أسافل هذه الواجهات التى شقها فعل الصقيع، تنشأ أسطح سوية صنعها الصقيعتندنى زوايا انحدارها فتتراوح بين ١٥ - ٢٠ درجة، وتماثل فى شكلها وانحدارها أسطح البيديمنتات Pediments الشديدة الانحدار، وفوقها يتحرك الحطام الصخرى الذى فتنه الصقيع من أعالي الواجهات، بواسطة عملية الانسياب الارضى، نحو قيعان الوديان.

ويتراكم قسم كبير من هذا الفتات الصخرى الذى حطمه الصقيع فوق الهوامش السفلى لاسطح التسوية بفعل الصقيع. ويرجع السبب فى هذا التراكم الى أن المجارى المائية تكون من الضعف بحيث لا تستطيع نقل الحطام الصخرى، لانها موسمية الجريان المائى، فلا تغذى بسوى المياه المنصهرة من الثلوج أبان الصيف.

٢- مرحلة النضج :

هى المرحلة التى خلالها تستهلك مناطق ما بين الاودية النهرية Interfluves بالتدريج، وذلك عن طريق التراجع المتوازى للواجهات الصخرية التى شقها الصقيع. وتظهر أسطح تسوية الصقيع وتحتل مساحات واسعة، وتظل تتأثر باجتماع فعل كل من تجوية الصقيع والانسياب الارضى، فينخفض مستواها وتندنى زوايا انحدارها باستمرار.

٣- مرحلة الشيخوخة :

فى هذه المرحلة تندنى كل زوايا الانحدار فتهبط الى نحو ٥ درجة فأقل. وتتغطى الاسطح التحتانية كلها بمواد من الفتات الصخرى الذى يكون قد تفتت واستدق، بحيث تتمكن الرياح من سفيه وحمله، وكئس «أسطح التسوية الصقيعية» بالتدريه والاكتساح، منشئة «لارصفة الكئس الهوائى». Wind-swept pebble pavements .

الفصل السادس

جيومورفولوجية الأراضي

الجافة وشبه الجافة

جيو مورفولوجية الاراضى الجافة وشبه الجافة مفهوم الصحاري وأهميتها الجيومورفولوجية وتصنيفها

مفهوم الصحاري وأهميتها الجيومورفولوجية :

على الرغم من تعدد الآراء فى مفهوم الصحراء، فإن هناك اتفاقاً شبه عام على أنها الاراضى التى تتميز بالقحولة والجفاف. فالمطر نادر السقوط، والنبات قليل الظهور. والصحراء بذلك مصطلح مناخى ونباتى فى آن واحد.

وتشغل الصحارى وأشباه الصحارى نحو ثلث مساحة اليابس الارضى. ومن أجل عظم هذه المساحة، يبقى على دارس الجيومورفولوجيا أن يتعمق فى دراسة أشكالها الارضية، وأن يفهم تفاصيل ظواهرها المورفولوجية. وهناك سبب آخر مماثل الأهمية، يفرى بالدراسة والبحث، هو أن الاراضى الجافة تتصف بخصائص مورفولوجية فريدة، تختلف اختلافاً بيناعن الظاهرات التى تتميز بها المناطق الرطبة.

ففى الصحارى، تنشئ عمليات التجوية والتعرية، المتأثرة الى حد كبير بظروف الحرارة والرطوبة السائدة، قطاعات واضحة حادة وخطوطاً خشنة فى الصخور المكشوفة. وفيها يتضح الفرق الكبير بين القطاعات المتعادلة المتدرجة الناعمة التى تتصف بها دورة التعرية الرطبة، والقطاعات المجزأة، التى تربط ما بين أجزائها وصلات زاوية، والتى تتميز بها دورة التعرية فى المناطق الجافة.

ولقد نجد شكلاً أو آخر من هذه الخصائص تتميز بها جهات أخرى، فى بعض مراحل دورة التعرية، كالمناطق الداخلية التى يصيبها عمل الجليد، أو الاراضى التى تنشط فيها وتشتد العمليات الكارستية. كما وأن الأشكال الارضية فى كل الصحارى لا يمكن اجمالها وتلخيصها بصورة مرضية فى مثل تلك العبارات البسيطة المختصرة الأنفة الذكر، ذلك أن ظواهر البيئة الطبيعية الجافة تتباين تبايناً واضحاً فى الشكل العام والخطوط العريضة، وكذلك فى تفصيلات المظهر والهيئة.

الأنماط الرئيسية للأشكال الأرضية بالصحاري

يمكن تمييز الانماط الرئيسية الخمسة الآتية للأشكال الارضية فى البيئة الطبيعية للصحارى:

١- الاحواض التي تطوق الجبال ،

ويكثر وجودها في المناطق الجنوبية الغربية الجافة في الولايات المتحدة الامريكية، حتى لتعتبر مثالية فيها . وتصحبها أنماط من التصريف المائي المركزى، وتتاخمها كتل هضبية أصابها التمزق والتقطيع العميق، وتكتنفها منحدرات شديدة تحمل غطاء من الكتل الصخرية المتناثرة، تحيط بها ببيدمنتات صخرية هينة الانحدار، وتحف بها غطاءات فسيحة من الرواسب المائية التى تجلبها الاودية .

٢- هضاب الصخور الرملية ذات البنية البسيطة :

وتتميز بوجودها الاراضى الليبية وصحراء مصر الغربية . وتشق هذه الهضاب وتنحدرها نظم من الاودية تتسم بطولها وتشعبها . وتتصف سفوح جوانب الاودية بشدة انحدارها حتى لتقترب من الوضع القائم بينما تبدو قيعانها مسطحة منبسطة وتفتقرشها ارسابات مائية .

٣- السهول التحاتية الفسيحة :

وهي سهول تحاتية (Pedi-Plains (Erostonal Plains رحبة مترامية الاطراف عملت التعرية على تسويتها بأحكام . وتتميز بوجودها صحارى القارة الافريقية وقارة استراليا . وتتصف بمنحدرات مقعرة مكشوفة، نشأت من التحام عدد عديد من البيدمنتات Pediments الصخرية . وتحوى تلالا منفردة منعزلة Inselberge شديدة انحدار الجوانب، تبدو متناثرة هنا وهناك .

٤- التراكمات الهائلة من الرمال والكتبان الرملية :

وتشكل هذه التراكمات ما يعرف بالعروق في الصحراء الكبرى الافريقية . ومثلها عرق الفاشل Fachl ، وعرق الشيش Erg Chech في صحراء الجزائر، وعرق ريبانا Rc-biana في الصحراء الليبية . ولا يقطع استمرار هذه العروق سوى الكتل البركانية العملاقة المتمثلة في الحجار وتببستى والهروج الأسود .

وتجد هذه التراكمات الرملية الضخمة امتداداً لها في بحر الرمال الأعظم في الصحراء الغربية بمصر . وتكثر الصحارى الرملية بشبه الجزيرة العربية فيما يعرف بالربع الخالى، والأدهان، والنفود .

وتزخر صحراء استراليا، خصوصا قسمها الشمالى الغربى المعروف باسم الصحراء الرملية الكبرى Great Sandy Desert بأمثال هذه التراكمات الرملية الهائلة .

٥- الصحاري الصخرية أو الحجرية :

وتعرف باسم الرق Reg أو الحمادة Hammada وهي مساحات صحراوية رحبة،

مكتشفة الصخر، عارية من أى غطاء إرسابي، فقد اكتسحت الرياح أوالمياه الجارية جميع المواد الدقيقة التي كانت تفرشها، وألقت بها في المنخفضات المناخية، التي تمثلى بالعروق أوالمواد الفيضية والهوائية. ومن الممكن أن تشكل هذه البيئة الطبيعية الصحراوية وهى بيئة الحمادة، جزء من بيئة السهول الصخرية Pediplains الأكثر منها اتساعا وامتدادا.

تفسير نشأة الاشكال الارضية الرئيسية بالصحاري :

ويجرى تفسير هذه المتناقضات الجيومورفولوجية وهذا التنوع فى الاشكال الارضية بالصحارى عن طريق الالتجاء الى التركيب الجيولوجى والتاريخ التحاتى. مثال ذلك، يمكن تحليل نشأة مركب أنماط التضاريس المعروفة باسم بيئة الحوض والجبل Basin-Range Country and في الولايات المتحدة الامريكية، بواسطة الانكسارات والعيوب الكتلية Block Faulting التي حدثت أثناء الزمن الثالث. فكثير من الجبهات الجبلية الشديدة الانحدار هنا، ما هى فى الواقع سوى حافات عيبية. كما وأن المنخفضات المغطاة حاليا بغطاءات من الرواسب، والتي تعرف باسم بولسون Bolson والتي تحيط بها تلك الحافات العيبية، ما هى فى واقع الامر سوى منخفضات تركيبية.

أما بيئة السهول الهضبية العظيمة الاتساع وأشباهها فى الصحراء الكبرى الافريقية، فتنهض من الثبات التركيبى للقارة. ذلك أن أرض القارة ثابتة راسخة باستثناء رقايع محدودة أصابها حركات أرضية حديثة مثل نطاق الاخدود الافريقى ومرتفعات أطلس. وصخور الاساس لمعظم القارة تشكل مركب الركيزة Basal Complex الأركى العتيق، الذى تعرض فى كثير من المناطق لتعرية دائبة مستمرة، وعانى بالتالى عديداً من دورات تعرية رئيسة منذ أعصر الزمن الثانى.

وتبعاً لذلك فإن الاشكال الارضية لها ارتباط بالخصائص التركيبية الاصلية أو التي نشأت بواسطتها، قد انطمست معالمها أو أزالها التعرية تماماً بمرور الأعصر الطويلة. مثل هذا قد ينهض دليلاً يسند الرأى القائل بأن البيئات الطبيعية الصحراوية تخضع للمرحلة Stage فى دورة التعرية الديفيزية. وتجدر الإشارة هنا الى أن هناك اتفاقاً عاماً يرتضيه حتى أكثر المعارضين لمفهوم الدورة تطرفاً، على أن المناطق الجافة وشبه الجافة بقارة افريقيا تحوى أسطح تسوية عظيمة الاتساع والانتشار.

تصنيف الصحاري

هناك من البيئات الطبيعية الصحراوية ما نجم عن فعل العوامل المناخية التي تتحكم فى عمليات التعرية الرئيسية الدائبة التأثير فى الجهات الجافة. وفى هذا المجال ينبغى لنا أن نفرق بين:

١- الصحاري الحارة Hot Deserts :

التي لا تتضمن فصولها السنوية أى موسم بارد حقيقى، وأمثالها الصحراء الكبرى الأفريقية وصحراء شبه الجزيرة العربية وصحراء أنكاما، وصحراء كالاهارى والصحراء الأسترالية الكبرى.

٢- الصحاري الباردة Cold Deserts :

وفيهما تكون برودة الشتاء شديدة حتى لتتخفض درجات حرارة وسط الشتاء (شهر يناير أو شهر يوليو) الى ما يدانى درجة التجلد، ومن أمثلة الصحاري الباردة: الحوض العظيم فى الولايات المتحدة الأمريكية، وصحاري داخلية قارة آسيا، وصحراء بتاجونيا فى جنوب الأرجنتين.

ويبدو أن لعمليات التجوية الميكانيكية بفعل الصقيع أهمية كبيرة فى الصحاري الباردة، لكن تأثيرها محدود فى الصحاري الحارة، رغم انخفاض درجات الحرارة أثناء الليل، واحتمالات تكون الصقيع.

وهناك تقسيم آخر للصحاري بحسب الموقع الجغرافى، الى نمطين:

١- الصحاري القارية Continental

٢- والصحاري البحرية Maritime

وتتميز الصحاري البحرية، وهى المطلة على البحار والمحيطات بأنها باردة نسبيا، حتى حينما تقع فى مجالات العروض الدنيا، ذلك أن متوسط حرارة أحر الشهور فيها لا يزيد عادة على ٢١ م. كما وأن تأثير البحر المنظم والمعدل للحرارة، يجعل المدى الحرارى السنوى للصحاري البحرية صغيرا، بالقياس الى المدى الحرارى الواضح فى صحاري داخلية القارات. وحتى التباين الحرارى اليومي فى الصحاري البحرية يبدو قليلا، وأدنى حدة بكثير منه فى الصحاري القارية، وتبعا لذلك فان التجوية الميكانيكية الناجمة عن التفاوت الحرارى اليومي والسنوى، أو مايمكن التعبير عنها بتجوية الاشعاع الشمسى، تكون أقل فاعلية فى الصحاري البحرية منها فى الصحاري القارية.

الخصائص الرئيسية العامة للصحاري

وعلى الرغم من وجود هذا التباين والتنوع المناخى فى مختلف جهات المناطق الجافة، فانه من الممكن تمييز عدد من الخصائص العامة التى يشيع وجودها فى كل الصحاري، والتى تساعد فى التعرف على أوجه الاختلاف والتمايز بين البيئات الجافة والبيئات الرطبة.

التفاوت الحرارى :

تعتبر صفة التباين الحرارى اليومى ، من بين أهم الخصائص الرئيسية ، من وجهة النظر الجيومورفولوجية ، التى تنفرد بها الصحارى القارية الداخلية الكبرى ، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة . ويشند وضوح هذه الخاصية فى الصحارى القارية المدارية ، حيث يشتد ارتفاع الشمس ، ويقل ميل اشعاعها ، وحيث تتدنى الرطوبة النسبية ويكاد ينعدم غطاء السحب ، فيتسبب ذلك كله فى سرعة تسخين سطح الارض .

وتعود الحرارة فتتحول بالتوصيل من سطح الارض الى الهواء من فوقه ، وبالتالي كثيرا ما تصل حرارة ما بعد الظهيرة الى ٣٨ درجة مئوية وأكثر ، بل لقد تصل أحيانا الى ٤٥ درجة مئوية وتزيد . ورغم شدة القىظ أثناء سطوح الشمس نهارا ، فان الحرارة سرعان ما تهبط أثناء الليل ، بسبب شدة الاشعاع الارضى الذى ينطلق بحرية ودون عائق بسبب انعدام الغيوم ، بمقدار ١٧ م^١ وزيادة . ولقد تسجل فروق حرارية يومية تزيد على ٣٥ درجة مئوية فى بعض الاحوال الشاذة .

هذا التطرف الحرارى الذى نجده فى الصحارى الحارة القارية الكبرى ، لا نصادفه فى الاراضى الجافة المطلة على البحار والمحيطات . فهناك تظل درجات حرارة الصيف فيما حول ٢٧ درجة مئوية وأقل ، ويقل المدى الحرارى اليومى عن ١١ درجة مئوية .

الجفاف :

أما الجفاف فهو السمة الرئيسية للصحارى بطبيعة الحال . وهو النتيجة المنطقية لانخفاض كمية الامطار السنوية ، وارتفاع معدلات التبخر ، خصوصا من أسطح الصخور المكشوفة العارية بواسطة أشعة الشمس الساخنة والرياح العاتية . ولقد تقترب كمية الامطار السنوية الساقطة فى الصحارى المدارية من ٢٥ سم أو قد تزيد على ذلك لكن فاعليتها تكون مغفولة محدودة ، لا تقوم بأود سوى النبات الفقير الجاف .

وليست بنا حاجة الى القول بأن التساقط فى كثير من الصحارى ضئيل للغاية . ففى مصر ، على سبيل المثال ، تتناقص كمية الامطار السنوية تناقصا سريعا بالاتجاه نحو الداخل جنوبا ، من ٢٠ سم فى الاسكندرية الى ١٠ سم فى طنطا (وسط الدلتا) ، الى ٣ سم فى القاهرة . وتكاد تنعدم فى أعالي صعيد مصر (فى أسوان نحو ١ سم وأقل) ، حيث تتعاقب سنين عجاف عديمة المطر . ورغم أن المطر فى هذه الاجزاء الجافة متغير ، لا يدوم سوى سويعات قليلة ، الا أنه يسقط فى هيئة وابل ويكون غزيراجدا ، ويصف «ستون» Sutton (١٩٤٩) ما نجم عن زوايع رعديّة فى شهر ابريل من عام ١٩٠٩ ، اسقطت نحو ٥ سم من المطر فى صحراء مصر الشرقية فى يوم واحد (٢٤ ساعة) .

ويصحب هذا المطر الغزير الساقط فوق صخور مكشوفة عارية من الغطاء النباتي، نسب عالية جدا من الجريان السطحي. ويذكر ستون Sutton ومحمود حامد وغيرهم أمثلة لعواصف فجائية تسبب أمطارا غزيرة تملأ الأودية الجافة وتحولها الى سيول عارمة.

من ذلك العاصفة الرعدية التي حدثت في عام ١٩٠٢، حولت وادي علاقي، الذي يصب في نهر النيل جنوب أسوان بنحو ٨٠ كيلو مترا الى سيل جارف. فقد امتلأ الوادي الجاف بالمياه وتحول الى مجرى مائي قوى عنيف، بلغ عرضه نحو ٣٠٠ متر في بعض الجهات وتراوح عمق المياه فيه بين ١ - ٣ متر. واستمرت المياه تجري في الوادي نحو ثلاثة أيام. ورغم عظم كمية المياه التي جرت في الوادي، الا أنها قُشِلت في الوصول الى النيل. فبعد جريان المياه لمسافة تناهز ٦٥ كيلو مترا من المنبع، دخلت الى منخفض واسع، حيث تجمعت مكونة لبحيرة أو بركة عظيمة، سرعان ما جفت عن طريق التبخر والتسرب في رمال الصحراء.

وتشتهر أودية الصحراء الشرقية المصرية بالجريان المائي الفجائي في أعقاب الانخفاضات الجوية والاعاصير الصالة، التي تصيب نطاق جبال البحر الاحمر، وتسبب الامطار الفجائية الغزيرة. وفيضانات وادي قنا، وغيره، شهيرة، وتكرر كل بضعة سنوات مرة، وآخرها ما حدث في ١٩ من شهر أكتوبر عام ١٩٧٩، ونجم عنها تخريب مناطق العمران، وتشريد آلاف السكان في منطقة مصبه في وادي النيل ومثل هذا يقال عن سيول ١٩٩٤.

التغيرات المناخية:

وتبقى بعد ذلك مسألة هامة في دراسة أشكال الارض الصحراوية تتعلق بالتغيرات المناخية وتأثيراتها وآثارها الباقية. فهناك عدد عديد من الأدلة والشواهد التي توضح، بما لا يدع مجالا للشك في أن تكوين ونمو الغطاءات الجليدية فوق الكتل القارية أثناء الزمن الرابع كان له تأثيرات بيئية على مناخات مختلف جهات العالم. فلقد أدى نمو الجليد وتغطيته لياباس العروض العليا والوسطى الى تزحزح النطاقات المناخية الرئيسية صوب دائرة الاستواء. ونجم عن ذلك امكانية اقترحام الرياح الغربية وما يصاحبها من أعاصير ممطرة لصحارى النطاقات المدارية، ومنها، على سبيل المثال، صحارى شمال افريقيا. كما كان نطاق الامطار الاستوائية والمدارية يتسع وتزداد رقعته فيعم جنوب الصحراء. وتبعاً لذلك يشيع سقوط الامطار فوق جميع أرجاء الصحراء.

ولقد كان ذلك الحال أثناء الفترات الجليدية. أما أثناء الفترات الدفيئة (غير الجليدية) فقد كانت الاوضاع تعود الى سيرتها الاولى، فتراجع النطاقات المناخية متخذة مواقعها الحالية. ولقد أمكن رصد آثار لهذه التذبذبات المناخية التي حدثت أثناء الزمن الرابع في كثير من جهات النطاقات الجافة (انظر جودة ١٩٨٠ أ، ١٩٨٠ ب).

ومما لا شك فيه أن فترات المطر أثناء الزمن الرابع، التي حظيت بها الصحارى المدارية الحالية، خصوصا أجزاءها تجاه القطب كانت بمثابة عامل جيومورفولوجى على جانب عظيم من الأهمية. فكما سنرى بعد قليل تحمل كثير من الأشكال الأرضية طابع فعل المياه، وتبعاً لذلك فقد تشكلت إبان عصر كانت فيه كمية الأمطار السنوية الساقطة كبيرة، وكان الجريان المائى السطحي أعظم بكثير منه فى عصرنا الحالى.

وخير مثال لعمل الماء الجارى فى الصحارى أثناء عصر البلايوسين المطير تلك الأودية الكبرى التى تشق صحارى شمال أفريقيا وشبه جزيرة العرب، والتى تحمل كل الأشكال الجيومورفولوجية التى نراها فى أودية الانهار العظمى الحالية. ويجمع الباحثون فى وقتنا الحالى على أن تلك الأودية هى من عمل الماء الجارى والنيابيع (بيل Peel ١٩٤١، وبوديل Buedel ١٩٦٥، وجودة ١٩٧٢، وغيرهم كثير) أثناء فترات المطر الغزير التى تخللت عصر البلايوسين.

وهناك من الشواهد البيدولوجية، والاركيولوجية والمورفولوجية ما يشير الى كثرة الأمطار حتى فى داخلية الصحراء الليبية، ومنها أيضاً قيعان بحيرات جافة فى واحات الكفرة والجفرة وإقليم فزان (جودة ١٩٧٥) وكانت تلك الأمطار كافية لانماء غطاء غنى من الحشائش، كانت ترعاها حيوانات السافانا.

وفى هذا المقام ينبغى لنا أن نشير الى أنه لا يشترط بالضرورة أن يسبب ازدياد التساقط دائماً حدة فى عمليات التعرية، بل لقد يكون العكس هو الحال فى بعض الأحيان. ذلك أن كمية صغيرة من المطر الفجائى تأخذ شكل وإبل انقلابى شديد قصير محدود الأمد، قد ينشئ سيولا عنيفة قصيرة العمر، تجرى بسرعة متدفقة فوق سطح يخلو من النبات أو يحوى غطاء فقيراً من الاعشاب. مثل هذه الفيضانات الفجائية القصيرة الاجل قد تجلب كميات هائلة من الرواسب الى منطقة الإرساب، كما قد تحدث فعلاً تحتاتياً مؤثراً.

أما حيث تكثر الامطار وتتوزع فصلياً توزيعاً منتظماً، فأنها تناسب حينئذ نمو غطاء نباتى كثيف، الذى يعمل بدوره على إعاقة الجريان السطحي، وعلى فقدان كميات كبيرة من المياه عن طريق التبخر والنتح والتسرب. وتسبب هذه الاحوال، التى تعتبر مثالية للمناطق المعتدلة الرطبة فى وقتنا الحاضر، ركوداً فى عمليات التعرية.

وانه ل يبدو ممكناً، أن تكون الصحارى فى وقتنا الحاضر، حتى أشدها جفافاً، مازال نشيطة حية من وجهة النظر الجيومورفولوجية، وهذا ما تمكن كل من بلومى Blueme وبارث Barth من إثباته (١٩٧٣) فى صحارى غرب الولايات المتحدة الأمريكية، وشبه الجزيرة العربية، وجودة (١٩٧٥) فى الصحراء الليبية، هذا على الرغم من حلول الجفاف الحالى بتلك الصحارى فى أعقاب انتهاء العصر الجليدى.

هذا وإن دراسة الصحارى تؤكد أن المشكلة الكبرى التى تواجه الجيومورفولوجيين هى مشكلة التفريق والتمييز بين مؤثرات كل من العمليات الجيومورفولوجية الحالية والسالفة فى الاشكال الارضية الحاضرة .

العمليات الجيومورفولوجية المؤثرة فى الصحاري

عمليات التجوية

التجوية الميكانيكية بالاشعاع الشمسي :

كان الاعتقاد السائد لاعوام طويلة أن التجوية فى الصحارى هى فى الغالب ميكانيكية النمط، وأنها أساسا نتيجة للمدى الحرارى اليومي الكبير، ويشار الى هذه العملية فى بعض الاحيان بعبارة «تجوية الاشعاع الشمسي» Insolation Weathering . وفى أثناء النهار، يسبب التسخين الشديد بواسطة أشعة الشمس، تمدا فى المستويات السطحية للصخور. ولما كانت معظم المعادن المكونة للصخور رديئة التوصيل جدا للحرارة، فان الضغوط الى يولدها التمدد، تتجمع وتتركز فى المستويات السطحية الضحلة .

التقشر :

وبهذه الوسيلة كان يعتقد حدوث التكسر الموازى لسطح الصخر، وتفكك وانفصال أجزاء سطحية مسطحة الى شظايا تكون غالبا ذات أطراف منحنية . وتشيع تجوية البصلة أو التقشر هذه أيضا فى المناطق القليلة المطر، المرتفعة الحرارة، وهى ذات تأثير بين خصوصا فى بعض الصخور النارية العميقة التكوين مثل صخر الجرانيت والصخور المتحولة كالنيس .

ويلعب التقشر دورا رئيسيا فى تشكيل أنصاف القباب المتقشرة - Exfoliation half-domes وهى مكاشط صخرية جرانيتية مستديرة تبرز من منحدرات شديدة الانحدار مغطاة بالرواسب، وفى تكوين مظهر التلال المنفردة القبابية الشكل التى تعرف غالبا باسم بورن هاردت Bornhardt نسبة الى الجيولوجى الالماني الذى يحمل هذا الاسم W. Bornhardt، وهو من بين الرواد الاوائل فى دراسة هذه الاشكال الارضية المشهورة، والتى يكثر وجودها فى أجزاء متعددة من قارة افريقيا .

وينبغى هنا أن نؤكد أن هذه الظواهر لا يقتصر وجودها على الاراضى الجافة، فهى كثيرة الوجود واسعة الانتشار فى مناطق السافانا ذات المناخ الفصلى المطر . هذا ويظن أن التلال المخروطية الشكل المشهورة باسم أقماع السكر Sugar loaves والتى ينتشر

وجودها في شرقى البرازيل، تدين بمظهرها العام، في خطوطه العريضة الرئيسية، الى عملية التقشر، رغم أن هذه التلال المخروطية الواقعة شرقى مدينة ريودى جانيرو تتساقط عليها أمطار سنوية تتراوح بين ١٠٠ - ١٢٥ سم (٤٠ - ٥٠ بوصة).

التفكك الكتلى والتفتت الحبيبي :

ومن بين عمليات التجوية الهامة التى تعزى لتأثيرات الاشعاع الشمسى، عملية تحطيم الصخور التى تتميز بكثرة الفواصل وتحولها الى جلاميد صخرية يعبر عنها باسم التفكك الكتلى Block Disintegration وعملية تكسير الصخور البلورية الى حبيبات صغيرة، والتى تدعى باسم «التفتت الحبيبي Granular Disintegration»، وينشأ التفتت الحبيبي من تبيان ألوان المعادن المكونة للصخر وبالتالى اختلاف قدرات المعادن على امتصاص الحرارة، والتباين فى معامل التمدد الخاص بمختلف المعادن المكونة للصخر.

وتتأثر كثير من الصخور بعملية التفكك الكتلى والتفتت الحبيبي فى آن واحد، وقد يؤدى التفكك الكتلى الى نشوء واجهة صخرية رأسية الانحدار، أو قريبة من ذلك، وتبعا لذلك فإن الجلاميد التى تنفصل تسقط حرة طليقة الى حضيض المنحدر حيث تتراكم مكونة لمخروط رسوبى Talus. أما فوق المنحدرات التى تتراوح درجاتها بين ٢٥ - ٤٥°، فإن الكتل الصخرية التى تكتنفها الفواصل تبقى، عقب انفصالها بالتجوية، فى مكانها، أو قد تتحرك ببطء شديد نحو أسفل المنحدر. وتختلط بالمواد المكونة للتيلاس وبالكتل الصخرية التى تغطى المنحدرات مواد حبيبية ناعمة ناشئة عن التفتت الحبيبي، يسهل نقلها الى أسفل المنحدر بواسطة الماء الجارى، وحيث تنتشر وتتوزع مكونة لمراوح رسوبية.

التجوية الكيميائية :

يعتقد معظم الجيومورفولوجيين الحديثين أن هذه العمليات الثلاث وهى التقشر، والتفكك الكتلى، والتفتت الحبيبي، رغم أنها جميعا تؤدى الى تحطيم طبيعى للصخر الصلد، إلا أنها ليست مجرد نتيجة للتجوية الميكانيكية وحدها. وفى رأيهم أن أهمية عامل الجفاف (الذى يمنع حدوث التفاعلات الكيميائية التى تعتمد على وجود الرطوبة والتغيرات الحرارية اليومية مبالغ فيها. وحتتهم فى ذلك أن التجارب المعملية التى قام بها بلاك ويلدر Black Welder (١٩٣٣) وجريجس Griggs (١٩٤٢)، وثبت منها أن معظم الصخور الشائعة الوجود فى قشرة الارض شديدة المقاومة للتجوية الميكانيكية، حتى حينما تتعرض لتغيرات حرارية كبيرة فى المقدار وفى السرعة. ومن جهة أخرى، لوحظ أن طبقات الصخر التى تتفكك فى الطبيعة بواسطة عملية التقشر Exfoliation غالبا ما تكون سمكية (سمكها بضعة أمتار) بالقدر الذى يستحيل أو يصعب معه التأثير

فيها بواسطة التغيرات الحرارية وحدها، حتى ليبدو معقولا افتراض أن الصخر قد تحطم على طول الفواصل التي تكتنفه أصلا، والتي تمتد موازية لمسطح الصخر.

مثل هذه الفواصل التي تعطى للصخور النارية مظهرا طباقيا، يشار اليه عادة بتعبير «الطباقية الكاذبة Pseudo-bedding»، تنشأ في أغلب الظن من عملية يقال لها «إنزياح الضغط» Pressure Release أو التمدد Dilation، وتؤثر هذه العملية في الصخور البلوتونية أساساً، وهى الصخور التي تميل الى الارتداد حينما تكتسح التعرية ما فوقها من غطاء صخري سميك، مما يؤدي الى نشوء نظام مفصلي شريطي الشكل مقوس عند السطح. وتبقى المشكلة في تحديد أى من عمليات التجوية تستفيد من هذه الفواصل في مهاجمة الصخر. وبالنظر الى إمكانية التداخل المحدود للتغيرات الحرارية في الصخر، فإن فعل التجوية الميكانيكية يبقى متواضعا، بينما يشتد تأثير التحلل الكيميائي، إما عن طريق تسرب المياه في الفواصل واوبثاقها منها.

وهنا ينبغي لنا أن نؤكد أن المياه لا تنعدم تماما في الصحارى. وقد أثبتت الدراسات التفصيلية للصخور التي أصابها التجوية في المناطق الجافة بكل وضوح، أنه قد حدث تحليل كيميائي لمكونات الصخر المعدنية، بسبب وجود كميات ولو صغيرة جدا من الرطوبة. ومصدر الرطوبة قد يكون في سقوط أمطار عرضية أو في بخار ماء انبثق من طبقة صخرية مشبعة بالمياه في عمق معلوم بواسطة الخاصية الشعرية.

وفي الحالة الاخيرة، يحدث كثيرا أن يكون الماء الصاعد محتويا على أملاح ذائبة، تساعد على غزو وتحلل الصخور أثناء مروره خلال مسامها وعلى امتداد فواصلها. وليس بمستبعد أن تكون عملية التقشر ناشئة أصلا بهذا الطريق. ويصحب صعود الماء بالخاصية الشعرية في نطاق محدود، تحليل كيميائي لداخلية الكتل الصخرية والجلاميد الضخمة، وإرساب قشرة صلبة على سطحها تدعى طلاء الصحراء Desert Varnish، وهو يتألف من أكاسيد الحديد والمنجنيز. وحينما تنكسر هذه القشرة الخارجية يتعرض القلب المتآكل للإزالة فتتشكل بذلك الكتل الصخرية المجوفة Hollow Blocks، التي كثيرا ما نراها عند هوامش الصحارى.

ويبدو أن تجوية الفجوة Cavity Weathering التي تؤدي الى تكوين فجوات وتجاويف مستديرة (تدعى تافوني Tafoni) في صخر الجرانيت ناشئة هي الأخرى عن التحلل الكيميائي، ذلك أنها تمارس فعلها عادة في المناطق الظليلة حيث تتخلف الرطوبة. وكان كثير من القواعد الصخرية في الصحارى حتى عهد قريب ينسب لفعل ضربات الرياح المحملة بالرمال فوق منسوب الارض المحيطة مباشرة، ويعتقد الآن أنها ناجمة أساسا عن فعل التجوية الكيميائية، ويتصل بهذا الأمر، ويعضده، انتشار حدوث الندى في الجهات الصحراوية.

فعلى الرغم من أن الرطوبة النسبية عادة منخفضة جداً، وقد تهبط أثناء النهار الى ٢٥ ٪ أو أقل من ذلك، فإن التبريد الليلي قد يكون من الشدة بحيث تهبط حرارة الارض الى نقطة الندى وما دونها. وينجم عن ذلك تكثيف غزير للمياه، ومع أن قطرات الماء تتبخر بسرعة حينما ينبج الصباح، فإن تأثيراتها تكون مهمة في المدى الطويل. ونحن نرجح تكوين أنماط من حفر ضحلة وطوابع وكليشيهات، نراها بكثرة فوق أسطح الصخور الجيرية في الصحارى الى فعل الندى.

وصفة القول أن التجوية الكيميائية تقوم بدور فعال في الجهات الصحراوية، وهو دور كان يقلل الباحث الى عهد قريب من أهميته، بينما كانوا يرفعون من قدر التجوية الميكانيكية الى حد بعيد، ولسنا ندعى هنا الحط من قدر التجوية الميكانيكية، وإعطاء التجوية الكيميائية في الصحارى مكانتها في الجهات الرطبة، حيث تتم تجوية أنواع من الصخور، بواسطتها، في مساحات ضخمة وتحويل معادنها الى صلصال. لكن التجوية الكيميائية في الصحارى تتحسس أماكن الضعف الصخري، فتغزو الفواصل والشقوق والأماكن الظليلة وأسفل الكتل الصخرية وقواعدها، وتؤثر في بعض المعادن المكونة للصخور، وينشأ عن هذا في النهاية تفكك طبيعي فعلى للصخر الى جلاميد وشطايا، وحببات صغيرة.

من هذا نرى أن تأثيرات التجوية الميكانيكية الحقيقية في الصحارى تشبه الى حد كبير تأثيراتها في مناخات أخرى منها مناطق هوامش الجليد periglacial (أراضى محيط الجليد) على سبيل المثال. وتبعاً لذلك فإن أسطح الصحراء المثالية تغطي بغطاء من الرواسب الخشنة ذات الزوايا الحادة في الاغلب الاعم، ويقل فيه محتوى الدقائق الصلصالية.

فعل الماء الجاري في الصحراء

لقد أصبح من الامور المسلم بها في وقتنا الحالى إرجاع معظم الاشكال الارضية الرئيسية في الصحارى لفعل المياه الجارية، سواء منها ما كان يجرى أثناء فترات المطر في الزمن الرابع، أو ما يسيل بين وقت وآخر في ظروف المناخ الحالى. ولم يعد هناك مجال لتجاهل فعل التعرية بالماء الجاري، بالنحت والنقل والارساب، في الجهات الصحراوية لصالح فعل الرياح، التى كان يعتقد، لزمن طويل، بأنها العامل الجيومورفولوجى الاهم في تشكيل سطح النطاقات الجافة. ولا يقتصر الامر على كثرة مشاهدات السيول، ورصد الفيضانات عند حدوثها، وانما يتعداها الى حقيقة أن كثيراً من الاشكال الارضية المثالية الملازمة للصحارى، كالودية والبيديمنتات الصخرية، ومسطحات الرواسب الفسيحة، والمراوح الدلتاوية الرحبة، كلها تحمل بصمات واضحة لفعل المياه الجارية.

أنماط الجريان المائي السطحي بالصحاري

هناك نمطان رئيسيان للجريان المائي السطحي بالصحاري هما:

١- فيضان الوادى ٢- الفيضان الغطائي

وفيما يلي شرح موجز لكل منهما:

١- فيضان الوادى :

أكثر أشكال الجريان السطحي شيوعا فى الصحاري هو ما يُدعى «فيضان المجرى المائي Stream-Flood»، وهو تعبير صاغه وليم موريس ديفيز، ولعل تعريبه باسم «فيضان الوادى» أفضل وأصح. وتحدث هذه الفيضانات عادة فى المناطق المرتفعة التى تقطعها مجارى جافة، أو أودية جافة فى أغلب الاحيان، لكنها تمتلئ بالمياه، وتشغلها الفيضانات عقب سقوط أمطار محلية غزيرة. ويدخل ضمن هذا النمط فيضانات وادى علاقى، ووادى قنا وغيرهما من أودية صحراء مصر الشرقية، التى تشق لها مسالك جيدة التحديد خلال الهضبة، نابعة من مرتفعات البحر الاحمر.

وليست كل فيضانات الاودية على هذا النحو من الضخامة والتأثير. ومع هذا فهناك من مجارى الاودية القصيرة ما يقطع واجهات الجبال الشديدة الانحدار، أو الحافات الانكسارية، والبيديمنتات الصخرية فى اقليم الحوض والسلسلة Basin and Range فى غربى الولايات المتحدة الامريكية، وتصبح من وقت لآخر متدفقة عنيفة الجريان.

ولم يتضح بعد تماما ذلك الدور الجيومورفولوجى الذى تقوم به فيضانات الاودية. فلقد تكون هى المسؤولة عن حفر الاودية المتشعبة العميقة، كأودية الصحراء الكبرى الافريقية وصحراء شبه الجزيرة العربية. أولعها تتبع مجارى سائلة شبه دائمة كانت تجرى بالمياه أثناء فترات مطيرة فى الزمن الرابع.

ونحن نعتقد بالرأى الاخير، ذلك أن كثيرا من الاودية يتصل بقطاعات متعادلة «ناعمة»، لا يعتورها اضطراب او انقطاع، تبرهن على أن تشكيلها قد حدث بواسطة مجارى مائية عادية، لا بواسطة فيضانات متقطعة غير منتظمة وقصيرة الأمد. وفى وقتنا الحاضر، تمتلئ قيعان كثير من الاودية برواسب نهريّة سمكة، معظمها تمت تجويته وإزاحته من جوانب الاودية، وأن الوظيفة الاساسية لفيضانات الاودية هى حمل ونقل هذه المواد، وليس استخدامها فى الهجوم على صخور قيعانها، الا فى حدود ضيقة.

ولاشك فى ان المجارى المائية الصحراوية تفقد كميات هائلة من مياهها حين الجريان عن طريق التسرب والتبخر، ولهذا يحدث عند انتهاء المرحلة الابتدائية التى

خلالها يتم بسرعة التقاط وحمل حمولة ثقيلة من الرواسب أن تبدأ مرحلة حمل زائد Overloading بسبب تناقص التصريف المائي. وتبعاً لذلك فإن الارساب، وليس النحت، يصبح أمراً محتوماً في الاجزاء الوسطى والدنيا من مجارى الودية.

ومع هذا فإن فيضانات الودية تقوم بوظيفة تحاتية لا تنكر، فهي تؤدي نحتاً جانبياً مؤثراً بنجاح تام. ويبدو أن ظاهرة المنحدرات الشديدة التي تتميز بها كثير من أودية الصحارى، والتي تفصلها عن قيعان الودية المسطحة زوايا حادة، إنما يرجع تشكيلها الى فيضانات الودية التي تتأرجح من جانب لآخر، وتنحدر أسافل منحدرات جوانبها. وبهذه الوسيلة تستهلك أراضي ما بين الودية تدريجياً، ويتشكل بذلك سطح تعرية جانبية.

ولقد استخدمنا هذا التتابع في تطور الاشكال الارضية لتفسير الظواهر الرئيسية في الصحراء الليبية كسهول التعرية، والتلال المختلفة من تحطيم وتعرية أراضي ما بين الودية، والهضاب الممزقة بواسطة الودية الكبيرة. ويبدو أن لفعل الينابيع في الصخور الرملية النوية المنفذة، أهمية في قطع أسافل منحدرات الودية وتراجعها (جودة ١٩٧٢ و ١٩٧٥).

ويرى جونسون (١٩٣٢)، وآخرون، أن النحت الجانبي بواسطة فيضانات الودية في صحارى جنوب غرب الولايات المتحدة الامريكية، يكون نشيطاً بصفة خاصة، في الاماكن التي تنصرف فيها مياه أودية الاراضى المرتفعة متدفقة الى مناطق منخفضة، وتحدد الفتحات القمعية أو المروحية الشكل في واجهة النطاق الجبلى مخارج هذه الودية وتسمح لفيضانات الودية أن تتأرجح جانبياً، وتنحدر أساس المنحدرات الشديدة في كلا جانبي كل مخرج. ويبدو أن تراجع واجهة الجبل، وهى عملية هامة تؤدي الى تعرية الكتل الارضية المرتفعة في تلك المناطق تنشأ أصلاً من النحت و «التشذيب»، التراجعى للنتوءات الصخرية الموجودة فيما بين فتحات مخارج الودية بواسطة تعرية فيضانات الودية.

ويرجع إصرار كثير من الجيومورفولوجيين على أهمية التعرية الجانبية في الاراضى الجافة الى كثير من المشاهدات والادلة الاستنتاجية، ومنها النحر السفلى لمنحدرات جوانب الودية والزوايا والانقطاعات الحادة بين منحدرات جوانب الوادى وأرضيته، ثم مشايعتهم لنظرية اقترحها الجيولوجى الأمريكى جيلبيرت G.K. Gilbert ومؤداها أن المجارى المائية التى تكون كاملة الحمولة، وهى صفة تتميز بها فيضانات الودية الصحراوية بسبب انعدام وجود النبات الذى يعترض سبيلها ووفرة وجود الفتات الصخرى، تصبح عاجزة عن النحت الرأسى، لكنها تتمكن من النحت الجانبي بقوة واقتدار.

٢- الفيضان الغطائي أو الشريطي :

ويمثل النمط الثاني الرئيسي للجريان المائي السطحي في الجهات الصحراوية فيما يسمى بالفيضان الغطائي، وهو تعبير اقترحه الباحث الامريكي ماك جى McGee في عام ١٨٩٧، وأشاع استخدامه كتاب آخرون. وكما يدل التعبير، تحوى الفيضانات الغطائية تدفقات مائية واسعة المدى لا تنحصر في مجارى وقنوات محددة وانما تنتشر فوق كل المساحة الارضية. ولا يحدث هذا الشكل من الفيضانات المائية في ارض وعرة ممزقة مخرسة بطبيعة الحال، وانما يحدث وبصورة مؤثرة فوق المنحدرات الهينة الممهدة غير المخرسة.

ولا شك أن البيديمنتات (المنحدرات الصخرية الهينة) والمراوح الرسوبية التي تحف بالاراضى الصحراوية المرتفعة، تعتبر مناطق نموذجية لتشكل الفيضانات الغطائية. وفي مثل هذه المناطق، تنشأ الفيضانات إما عقب سقوط امطار محلية غزيرة، أو من تحول فيضانات الأودية التي تبرغ من مخارج خنادق الاودية المتجاورة. ويختلف الجريان المائي هنا عنه في الانهار. ذلك أن الفيضانات الغطائية لا تحوى طبقة سميكة عميقة متجانسة منتظمة من المياه تتدفق بسرعة ثابتة مطردة، لكنها تبدو في هيئة شبكة شديدة التعقيد من «الجداول» و «الغدران» العالية السرعة. وعادة ما ينطبع هذا النمط المشبك أو المتشابك لتلك الجداول والغدران فوق طبقة الفتات الصخرى الى تساب عليها الفيضانات الغطائية.

ولقد كان تحديد الدور الجيومورفولوجى للفيضانات الغطائية محل خلاف ونقاش. وذهب بعض الكتاب القدامى الى تأكيد أهمية الفيضانات الغطائية كعوامل نحت، وتقوم بتخفيض أسطح البيديمنتات الصخرية والمراوح الرسوبية. كما اعتقد ماك جى نفسه بأن انتشار وجود المساحات الممهدة التي يقترب سطحها من الاستواء فى الصحارى، انما تعكس فعالية تأثير الفيضانات الغطائية.

والواقع أننا لا يمكن أن نشاهد الفيضانات الغطائية أو نلاحظ وجودها إلا حينما قد تم بالفعل تهديد الارض وتسوية سطحها، وتبعاً لذلك فانه يبدو من المرجح، أن الفيضانات الغطائية إنما تنشأ من تواجد البيديمنتات والظواهر المشابهة لها، فهي لا تقوم بتشكيل تلك الظواهر فى المراحل الاولى.

وقد رأى وليم موريس ديفيز Davis وآخرون أن الفيضانات الغطائية تقوم أساساً بوظيفة النقل، فهي تحمل المواد المفتتة الدقيقة الحبيبات من واجهات المرتفعات، عبر البيديمنتات، الى نطاق الارساب فى هوامش البيديمنتات. وتبعاً لذلك فانه يمكن اعتبار

البديمنت منحدر نقل Slope of Transportation، تنشط من فوقه الفيضانات الغطائية فى القيام بوظيفة النقل.

ويذكر ديفيز أن البديمنتات تفقد أحيانا كل ما يغطيها من رواسب، وحينئذ تحل فيضانات الاودية Stream Floods محل الفيضانات الغطائية، فينشط النحت الرأسى حينئذ، ويتمكن فيضانات الاودية من تجديد سطح البديمنت الصخرى الصلد وتحويله الى شبكة من الجداول الخانقية، وفى النهاية تتلاشى تضاريس الاراضى المحصورة بين هذه الجداول الخانقية عن طريق النحت الجانبي الذى تقوم به فيضانات الاودية، وتبعا لذلك تعود الفيضانات الغطائية الى التشكيل تارة أخرى فوق سطح صخرى أملس. وبهذا يتم تخفيض سطح البديمنت أو إعادة تعادله، بعد تعاقب فترات فعل وتأثير كل من الفيضان الغطائى وفيضان الوادى.

ويبدو لنا مما سبق أن كثير من الدراسات التى تمت بخصوص فعل المياه فى الصحارى، قد قام بها باحث أمريكيون وأخصهم ماك جى McGee (١٨٩٧) ولوسون Lawson (١٩١٥)، وديفيز Davis (١٩٣٨) وبريان Bryan (١٩٣٦) وجونسون Johnson (١٩٣٢)، فى الاقليم الجنوبي الغربى الجاف من الولايات المتحدة. ونحن نرى مع بيل Peel (١٩٦٦) أن ذلك الاقليم لا يعد، فى الواقع نموذجا مثاليا للاراضى الجافة فى العالم. ورغم أن بيل درس أجزاء من الصحراء الليبية، وأشار الى حدوث الفيضانات الغطائية فيها، الا أنه، بالطبع وصف ما يحدث عند هوامشها. إن الاعتقاد السائد بأن معظم تساقطات المطر فى الجهات الصحراوية يتصف بالغزارة الشاذة لا تسنده المشاهدات الفعلية كلها، كما وأن تلك المشاهدات ذاتها ليست بالكثرة المطلوبة.

إنه ليس من شك فى ان العواصف الاستثنائية تحدث فى الصحارى لكن حدوثها ينحصر على الخصوص فى هوامش الصحراء، وفوق المرتفعات التى تحف بها، وتندر فى داخليتها. ولقد نجد أمثلة عديدة متكررة للعواصف المطيرة وما يصاحبها ويعقبها من جريان سطحي فى صورة فيضانات أودية أو فى هيئة فيضانات غطائية فى مشارف مرتفعات البحر الاحمر فى صحراء شرق مصر وشرق شمال السودان، لكن ليس فى داخلية صحراء مصر الغربية.

ونصادف أمثلة أخرى فى مشارف الساحل الليبى حيث تسقط أمطار شتوية فى جنوبى برقة فى الشرق، وفى جنوبى الجبل الطرابلسى فى الغرب، وعلى أبعاد لا تزيد كثيرا على مائة كيلو متر (جودة ١٩٧٢، ١٩٧٥). أو فى أقصى الجنوب من مشارف هضاب تيبستى حيث تسقط أمطار صيفية (أنظر بلومى وبارث ١٩٧٥، جودة

١٩٧٥). وكذلك الحال في صحراء شبه الجزيرة العربية، وقد توفر على دراستها الاستاذ بلومى Blueme فى عامى ١٩٧٥، ١٩٧٦، وجودة فى عام ١٩٧٤.

انه ليبدو واضحا أن أصقاعا شاسعة من داخلية الصحراء الكبرى الافريقية، ومن قلب شبه الجزيرة العربية، حيث الجفاف المفرط، لا ترى العواصف الماطرة الا فيما ندر، وتبعاً لذلك فان فعل الماء الجارى فيها لذو أهمية فى وقتنا الحاضر. لكننا نؤمن بجريان سطحى مؤثر فى جميع أجزاء هذه الاراضى الجافة أثناء العصر المطير (جودة ١٩٨٠).

فعل الرياح في الصحارى

الرياح ظاهرة عالمية تنتشر فى كل أرجاء الارض، ولكنها لا تصبح عاملاً مشكلاً لسطح الارض الا حيث تسود القحولة والجفاف. فالغطاء النباتى يكسر حدة احتكاك الرياح ويحمى الارض من احتكاك الرياح ويحمى الارض من تأثيرها. وتبعاً لذلك فان المناطق الفقيرة فى نباتها أو الخالية منه، أى الصحارى وأشباه الصحارى هى التى تتعرض لفعل الرياح كعامل تعرية. ففيها تكثر المواد التى فتتها فعل التجوية فيسهل على الرياح التقاطها وحملها أو دفعها واكتساحها. أما فى المناطق الرطبة فان الغطاء النباتى يحمى التربة. كما تعمل ذرات الماء على تماسك حبيباتها فيقل تبعاً لذلك فعل الرياح كعامل تعرية.

الرياح كعامل نحت

حينما تكون الرياح نقية خالية من الرمال والغبار يصبح تأثيرها كعامل تعرية محدوداً للغاية أو معدوماً مهما بلغت قوتها. ومن ثم فلا بد لها من فتات صخرى تنقله، ويكون بمثابة معاول هدم تؤثر بها فى الصخور فتصقلها وتنتحتها، وتتضح هذه الظاهرة فى الجهات الصحراوية التى تخلو من الرمال. ففي صحراء مصر الشرقية تغطى السطح قشرة رقيقة متصلبة لا يتعدى سمكها ملليترا واحداً، وهى من الرقة بحيث يستطيع إصبع اليد اختراقها بسهولة، وتوجد أسفلها مواد ترابية هشة من السهل تحريكها، لكن الرياح لا تقوى على حملها نظراً لوجود الغشاء الملحي الذى يغطيها ويحميها من تأثير الرياح، ولعدم وجود رمال مكشوفة يمكن للرياح حملها واستخدامها فى تمزيق القشرة الصلبة.

يتضح تأثير هذين العاملين عندما تهب العواصف الشديدة، اذ أن الجو يبقى خالياً من الغبار، ومن ثم فلا بد للرياح من حمولة رملية تساعد على القيام بوظيفتها كعامل نحت. وهذه الحمولة تجهز لها عمليات التجوية، ويتوفر هذا العامل (وجود

الرمال) في صحراء مصر الغربية، فهنا تستطيع الرياح بما تحمله من رمال أن تمزق القشرة الملحية المتصلبة، وتنفذ الى ما تحتها من رمال وغبار فتذريه، وسرعان ما يغير الجو حتى ولو كانت الرياح ضعيفة، وتهب على الصخور فتصقلها وتخلع عليها أشكالاً جديدة.

وعلى الرغم من أن سرعة الرياح تفوق سرعة الانهار بكثير، إلا أن الهواء أقل كثافة من المياه ودونها في كتلتها المتحركة. وبالتالي فإن قوة الرياح أضعف من قوة المياه الجارية. ولا تحرك الرياح عموماً في مسار ضيق محدود، كما هي حال مياه النهر، ولكنها تهب على مساحة كبيرة فتصقلها، وتلائم نفسها بالبيئة التي قد تتميز باختلاف في طبيعتها وتباين في ارتفاعها، وتتفوق الرياح على الجليد المتحرك والماء الجارى في قدرتها على مقاومة الجاذبية الأرضية، فهي تتحرك صعوداً الى قمم المرتفعات، وتهبط الى أسافلها، وهي في مسارها لا تتقيد بإنحدار معين، ولهذا لا يمكن للبيئة الطبيعية التي تشكلها الرياح أن تظهر في صورة الأودية، لكنها تتطور الى مظهر البيئة الحوضية، وعندما تقابل الرياح عائقاً فانها تحتجز أمامها فتزداد عفاً، بينما تتوزع في ظهيرة فتضعف قوتها. ومع هذا فإن قوة الرياح الهابطة تشد في ما وراء العائق (ظل الرياح) اذا كان انحداره شديداً ويزداد تأثيرها كلما إشتد الانحدار. ويصبح دوام تأثير الرياح دون تأثير المياه الجارية في الاراضى التي تهب عليها الرياح بانتظام. فتأثير الرياح يتغير بالتباين في قوتها، وفي اتجاهاتها، وفي تكرر هبوبها. ويزداد فعلها عندما تهب على دفعات، وإلى جانب الرياح السطحية السائدة هناك التيارات الهوائية الصاعدة و الدوامات الهوائية التي تتميز بقدرة كبيرة على الحمل صعوداً. ويشد تأثير الرياح في الاجزاء السفلى من الكتل الصخرية البارزة نظراً لأنها لا تقوى على رفع الفتات الصخرى الى علو كبير. وتشاهد هذه الظاهرة في الصحارى المصرية، فنجد الاجزاء السفلى في أعمدة التلغراف وقد تآكلت وصقلت بفعل الرياح دون أجزائها العليا. ومن هذا نرى أن فعل الرياح كعامل نحت يتوقف على سرعتها وقوتها وطبيعتها هبوبها، وعلى مقدار ما تحمله من رمال، ثم طبيعة الصخر الذى تؤثر فيه، ان كان ليناً أو هشاً أو صلباً مندمجاً.

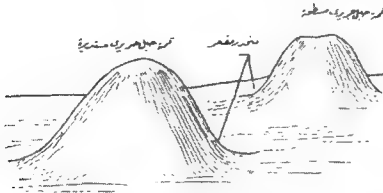


شكل (٦٠) أشكال سطح في صحراء مصر الغربية

مظاهر النحت بواسطة الرياح

إن أى مسافر أوحالة يجتاز نطاقاً صحراوياً سرعان ما يتبين أن الرياح لا بد وأن تكون بذات أهمية كعامل فى تشكيل سطح الاراضى الجافة. ولا شك أن العواصف الترابية الصغيرة الدائبة الهبوب فى الصحارى والتي تنشأ عن تيارات هوائية صاعدة أوهابطة محلية، والرياح الأقوى والاكثر استمراراً وتأثيراً كالخماسين فى مصر والعجاج (ريج الجنوب) فى ليبيا، والهبوب فى السودان، وغيرها من رياح الصحارى الساخنة المتخمة بالرمال وبسحب الغبار، التي تملأ الجو فتعذر معها الرؤية لأمتار قليلة، كل ذلك قد ترك انطباعاً قوياً فى أذهان الدارسين الأول للاشكال الارضية فى الصحارى، بينما لم تحظ الفيضانات العارضة الفائقة القدرة بما تستحق من دراسة واهتمام.

وبالمثل، فإن بحار الرمال الكبرى، وهي نتاج عمل الرياح كعامل نقل وإرساب قد شددت انتباه الباحث منذ البداية. ومن هنا تأصل الاعتقاد العام البعيد عن الصواب بأن الصحراء النموذجية هي أرض الكتبان الرملية المترامية الاطراف. حقيقة ان الصحراء تحوى من العروق والغرود المنفردة ما تصل أبعاد كل منها مئات الكيلو مترات، وتغطى مساحات تبلغ آلاف الكيلومترات المربعة، لكن قد تبين أن بحار الرمال لا تشغل من سطح الصحارى العالمية سوى العشر (١٠%) فقط بينما تشغل الحمادة والرق، وهي أصقاع قد تحوى رمالاً، لكن بكميات صغيرة، نحو ٩٠% من جملة مساحة سطح الاراضى الجافة فى العالم.



شكل (٦١) جبال جزيرية

السهول التحتائية والجبال الجزيرية (المنضدة) :

فى عام ١٩٠٤، رجح الجيولوجى الالمانى بسارجى Passarge أن السهول التحتائية الواسعة الانتشار، التي تعلوها التلال الجزيرية المنفردة (كلمة ألمانية مكونة من شقين Insel ومعناه جزيرة، Berg ومعناه جبل أو تل) شديدة انحدار الجوانب،

والتي توجد في جهات عديدة في الاراضي الجافة ومناطق السافانا في غرب أفريقيا، ما هي إلا نتاج تعرية عصور رطبة وجافة متعاقبة في الماضي، ففي اثنائها فترات الرطوبة كانت تسود تجوية كيميائية عميقة ومؤثرة كانت تنشأ عنها طبقة صخرية متحللة سمكية، ما تلبث أن تكتسحها الرياح أثناء مرحلة جفاف لاحقة. وتنشأ التلال الجزيرية في الاماكن التي استطاع فيها الصخر الصلد أن يعرقل أو يمنع تداخل التجوية الكيميائية في عمق الصخور، بينما تتشكل السهول في المساحات التي كانت تغطيها الطبقة المفتنة المتحللة السمكية والمستوية السطح (شكل ٦١) .

وتتفق نظرية بسارجي هذه في بعض مفاهيمها مع الافكار الحديثة لتفسير الاشكال الارضية بمناطق السافانا. وتختلف عنها في أن الفكر الحديث يؤمن بأن فيضانات الفصل الممطر هي المسؤولة عن اكتساح وإزالة الطبقة الصخرية المفتنة المجاورة، وبالتالي عن كشف السطح الاساسي وهو سطح التعرية وما يبرز فيه من قباب صخرية لم تستطع التجوية تفتيت صخرها، وهي التي تظهر في صورة الجبال الجزيرية .

ونحن لا نظن أن أحدا من الجيومورفولوجيين الحديثين يرتضى القول بأن فعل الرياح كان له أية أهمية حقيقية في نشوء وتطور ظواهر مورفولوجية كالجبال الجزيرية، والبيديمنتات وسهول التعرية المترامية الاطراف. مثال ذلك كينج L.C. King (١٩٤٨) الذي يقول في معرض شرح نظريته الخاصة بدورة تشكيل البيديمنت بأن التقطيع الاصلى للبيئة الطبيعية انما يرجع الى تعرية نهريّة أثناء عصر انخفاض أثناء مستوى القاعدة العام، وهو التقطيع الذي ترتب عليه تشكيل الكتل الهضبية المرتفعة التي تمرور الزمن تتضاءل بفعل التجوية ويتراجع الحافات، وتحول الى جبال جزيرية وكتل صخرية منفردة Tors وأعمدة جلمودية مدورة - أو كوبي Koppies (ناشئة من طول تعرض الجبال الجزيرية للتجوية والتحطيم) .

بري الصخور وتكوين الوجه ريعيات :

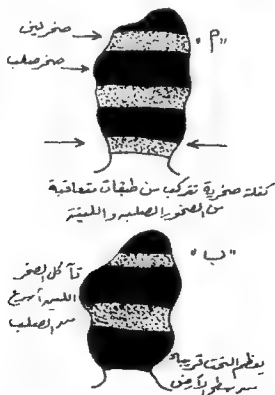
يؤدي النحت بواسطة الرياح الى تكوين أشكال صخرية غاية في الغرابة تبدو بهيئة البشر أو الحيوان، وتستقيم منتصبه فوق أسطح بعض الصحارى. ذلك أن حركة حبيبات الرمل بواسطة الرياح تأخذ شكل الزحف Creep على طول السطح أو القفز، وهي عملية تتضمن وثب حبات الرمل بتأثير هبوب رياح مضطربة. وينشأ عن حركة الرمال المركزة في نطاق بضع ديسيمترات فوق مستوى الارض وضربها بشدة لقواعد الكتل الصخرية الواقعة في مجال هبات الريح، تأثير نحاتي فعال .

مثل هذا البري Abrasion بواسطة الريح التي تهب في شكل عصفات رملية كفيّل بصقل وبري الصخور الصلدة، وتقويض ونحت أسافل أوقواعد الصخور اللينة، وتشكيل

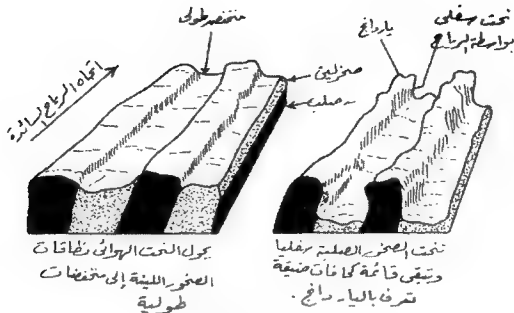
الجلاميد المنفردة، وتحويل الأحجار الصغيرة الى ما يسمى «الوجه ريحيات»، أى الى الحصى المصنع ذى الأوجه المصقولة Ventifacts ومنها الحصى ذو الاصلع والوجه المشهورة فى اللغة الالمانية باسم Wind Kanter. والوجه ريحيات عبارة عن حصى أو قطع صخرية تمزقت من الصخر بتأثير التجوية، ثم تعرضت لانقراض هبات الرمال فترة طويلة، فينشأ عن ذلك برى وصل أحد جوانبها، وتعرف بذات الوجه الواحد Ein Kanter الذى تتعامد حافته مع اتجاه الرياح. وحين يتغير وضع الحصوة لسبب أو لآخر، كأن تدور أو تنقلب بفعل هبوب الرياح، يتعرض جانب ثان وثالث لهبوب الرياح المحملة بالرمال، فتتكون عدة أوجه تصقلها وتبريها الرياح، فينشأ عن ذلك أن يتحول الحصى الى أشكال مثلثة أو رباعية أو خماسية أو متوازية الأوجه والحواف، وقد ينشأ مثل تلك الاشكال حينما يتغير اتجاه الرياح بانتظام ويبقى الحصى ثابتاً.

القواعد الصخرية والموائد الصحراوية والشواهد :

لقد كان يعتقد فيما مضى أن الأشكال الصخرية الصحراوية التى تشبه قواعد التماثيل Pedestal وما يسمى مشروم Mashroom الذى يمثل صخرة تشبه المائدة القائمة على عمود واحد، تنشأ نتيجة لبرى حضيض الصخور بواسطة الرياح، لكن يرجح الآن تأثير التجوية الكيميائية حول التقاء حضيض الصخور بسطح الأرض



شكل (١٦٢، ب) تأثير التعرية الهوائية في الكتل الصخرية

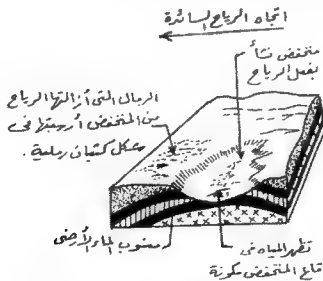


شكل (٦٢) تضاريس الباراج

المبتلة. والواقع أن القواعد الصخرية والموائد الصحراوية وغيرها من أشكال الشواهد Zeugen لا يقتصر وجودها على الصحارى وحدها، بل تمكن رؤيتها مرارا في جهات أكثر رطوبة بكثير، حيث لا يمكن أن نجد لفعل الريح أثرا، وأمثلة ذلك عديدة في إقليم يوركشير بإنجلترا، فيما يعرف هناك باسم صخور بريهمام Brim Ham Rocks وفي منطقة فاريا بجبل لبنان وفي الجورا السويسرية والفرنسية (شكل ٦٢ أ، ب).

تضاريس الباراج (الكدوات) :

ولعل الشكل الأرضي الوحيد الذي يمكن إرجاع تكوينه لفعل الرياح بشئ كثير من



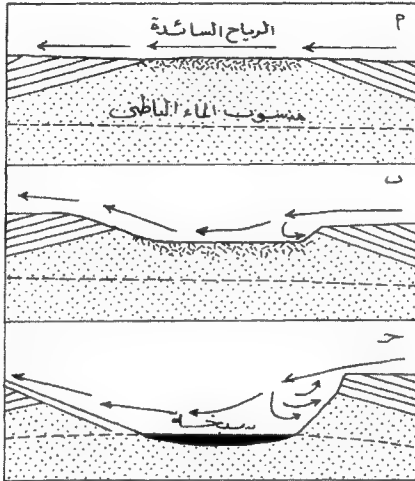
شكل (٦٤) تكوين المنخفضات الصحراوية



شكل (٦٥) منخفضات الواحات بصحراء مصر الغربية

التأكيد، هو ما يسمى ياردانج Yardang وما يصحبه من ظواهر الحافة والأخدود Ridge-and- Furrow وتتضمن هذه الظواهر منخفضات معدودة مطولة، حفرتها الرياح على طول امتداد خطوط ضعف الصخور، ويكون توجيهها عادة في نفس اتجاه الرياح السائدة. ويفصل بين هذه المنخفضات كتل وحافات صخرية صلبة مقاومة لفعل الرياح تبدو بشكل ضلوع الحيوان، وتلك هي الياردانج. ولا يزيد ارتفاع الياردانج عن

تسعة أمتار الا فيما ندر، وكثيرا ما يقل علوها عن ذلك، وتظهر عند قواعدها آثار برى بواسطة الرياح (شكل ٦٣). ولهذه الظاهرة أمثلة واضحة في قاع منخفض الخارجة حيث تعرف هناك باسم «الكدوات»، (امبابي ١٩٧٠) وكذلك في قاع منخفض البحرية (كليو ٢٠٠٠).



شكل (٦٦) تكوين تجاويف الاكتساح (التدريية) الهوائية

المنخفضات الصحراوية :

وهناك نمط مهم واحد من أنماط الاشكال الارضية في الصحارى، يمكن اعتباره حصيلة لتعرية الرياح. إنه المنخفض المغلق، الذى يمثل ظاهرة لكل الاراضى الجافة، والذى يتفاوت في مساحته تفاوتاً كبيراً. فلقد لا تتعدى مساحته بضعة أمتار مربعة في بعض الصحارى، بينما تصل بضع عشرات أو مئات من الكيلومترات في تجاويف بانج كيانج Pang Kiang في صحراء منغوليا، بل إن منخفض القطارة في صحراء مصر الغربية، الذى يرجع البعض تشكيله لفعل الرياح وحدها أيضاً، تزيد مساحته عن

٥١٠٠٠ كيلو مترامربعاً (عرضه ١٦ كيلو متراً، وطوله ٣٢٠ كيلو متراً) وعمقه عن ١٣٥ متراً. وقد نشأ عن طريق إزالة نحو ٣٣٠٠ كيلو متراً مكعباً من المواد الصخرية كما يذكر بيل Peel (١٩٦٠، ١٩٦٦) .

ومن المعروف أن بعض المنخفضات المغلقة ذات نشأة تركيبية تكتونية . فلقد يتكون المنخفض نتيجة لعيب أو إنكسار، أو يتشكل في ثنية إلتوائية مقعرة، أو يشغل مكان تقوس الى أسفل إقليمي عريض. لكن النشأة التكتونية لا يمكن تطبيقها على كل المنخفضات الصحراوية. ونحن نرى لغالبية المنخفضات الصحراوية الكبيرة نشأة مركبة (جودة ٩٧٢، ١٩٧٥) . ويبدو أن معظمها قد تشكل منذ البداية في مناطق تلامس جيولوجي، تتألف من صخور قابلة للتجوية وحيث الرطوبة كانت متوفرة وبالتالي سهل تحطيم الصخور وتفتيتها. والمواد التي تفككت وتحللت بهذه الوساطة أمكن تذريتها وإكتساحها بواسطة الرياح، وهكذا كان يبدأ تشكيل المنخفضات.

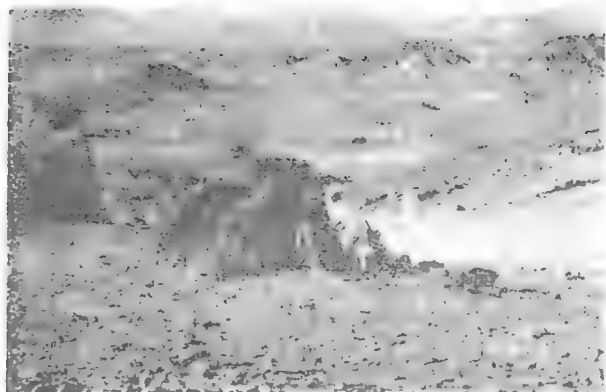
ويبدو أن العملية برمتها كانت تقوى ويشند ساعدها تلقائياً، ذلك أن التجويف الآخذ في الإتساع يعمل على زيادة تراكم الرطوبة، ومن ثم تزداد سرعة تأثير التحلل الكيميائي. وتنشط عمليات التذرية والإكتساح في تعميق التجويف، حتى يظهر ويكتشف الماء الأرضي. وحالما تصل عملية الإكتساح الى هذا الحد كانت الواحات تتشكل، أو قد كان ينشأ عن التبخر تكوين غطاء عازل من الاملاح يمنع استمرار فعل الرياح (شكل ٦٤) .

ويبدو أن تجاوب إكتساح الرياح تعاني النحت الرأسى (التعميق) والنحت الجانبي (التوسيع) كليهما. ذلك أن بعضاً منها تكتنفه جروف أو حافات شديدة الانحدار، وهي بمثابة شواهد على عمليات التراجع النشطة. وغالباً ما تشاهد دلائل لعمليات نحت سفلى عند قواعد الجروف يعزوها بعض الباحث لفعل الدوامات الهوائية والنحر الراجع الى تأثير جوانب الجروف المحجوبة عن الرياح. بينما يردها آخرون لتأثير التجوية الكيميائية عند منسوب أرضية المنخفض المبللة بالماء.

ولقد تكون العملية الرئيسية المسئولة عن تراجع الجروف أو الحافات هي الجدولة أو التحديد Gullying بواسطة الجريان المائى السطحي، أو قد يحدث تراجع الحافات المشرفة على المنخفضات الصحراوية بواسطة هذه العوامل مجتمعة، وهذا ما شاهدناه في منخفضات صحارى مصر وليبيا وأشرنا اليه فى أكثر من مقال (جودة ١٩٧٢، ١٩٧٥، ١٩٨٠) .

الرياح كعامل نقل

لا تستهلك الرياح قوتها فى الهبوب فحسب، بل إنها تقوم بالنقل هبوطاً وصعداً. وذرات المواد التى تنقلها الرياح هي التى تصنع إغبار الجوى. والجو المغبر كالماء العكر

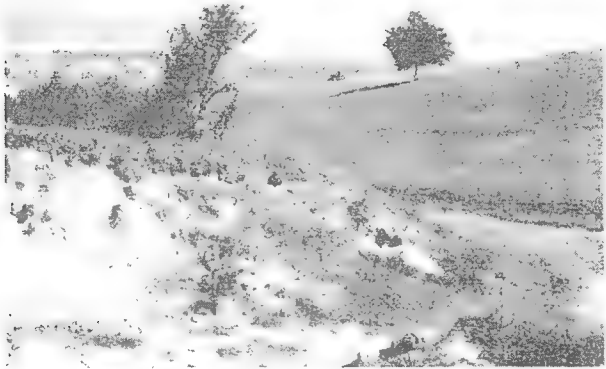


شكل (٦٧) صحراء حصوية صخرية بالجزائر
لاحظ الجبال الجزيرية والموائد الصخرية في مؤخرة الصورة



شكل (٦٨) صحراء رملية
لاحظ التموجات الرملية في مقدمة الصورة، والكثبان الرملية في مؤخرتها

من تأثير ذرات المواد الدقيقة العالقة به . وتتوقف مقدرة الرياح على النقل على سرعتها وقوتها . فالرياح القوية تستطيع أن تدفع الحصى وتدحرج الرمال أو تحملها لمسافة محدودة على سطح الأرض ، لكنها تستطيع أن تحمل الذرات الدقيقة التي تعرف بالغبار عبر مسافات كبيرة قد تصل الى عدة آلاف من الكيلو مترات ، فالرياح العاصفة التي تهب في الربيع وأوائل الصيف في الصحراء الكبرى ، وتثيرها انخفاضات جوية تتحرك على امتداد هوامشها تنقل كميات هائلة من الغبار الصحراوي يقدر بعشرات الملايين من الاطنان الى جنوب أوربا ووسطها . وتعرف تلك الرياح في جنوب أوربا باسم السيروكو .



شكل (٦٩) بيئة اللوس في شمال سويسرا

ولا تتميز الصحراء الكبرى وحدها بظاهرة العواصف الترابية ، فهناك جهات كثيرة من أنحاء العالم تعرف زوابع الغبار وتعاين منها ، كشبه جزيرة العرب والعراق وإيران ، وداخلية قارة آسيا حيث تنشأ الزوابع التي تهب على الصين وشمال غرب الهند (صحراء ثار) وفي غرب استراليا . ولا يقتصر حدوث تلك الزوابع على المناطق الصحراوية بل تصادفها أيضاً في الجهات شبه الصحراوية ، وفي أراضي الاستبس كجنوب أفريقيا والسافانا الفقيرة بالسودان وأراضي الاستبس الروسية ، وفي براري أمريكا الشمالية حيث تتولد على الخصوص في أراضي الغرب الجافة .

وحيثما تكون الرياح من القوة بحيث تستطيع دفع كل المواد والمفتتات الصخرية واكتساحها من سطح الصحراء وتترك صخورها عارية تماماً، تدعى الصحراء حينئذ بالصحراء الصخرية أو الحجرية، ويطلق عليها اسم الحمادة في الصحراء الكبرى الأفريقية. وحين تضعف الرياح عن دفع الحصى واكتساحه، يبقى فوق سطح الصحراء مكوناً لما يعرف بالصحراء الحصوية أو السرير (جمع سريرة، ومعناها حصوة عند البدو في ليبيا) وأما الصحراء الرملية التي تسمى العرق في الصحراء الكبرى، فإنها تبدو في هيئة سهل عظيم من الرمال المموجة التي أرسبتها الرياح حين ضعفت قوتها (شكل ٦٧، ٦٨).

الرياح كعامل إرساب

يحدث الإرساب الهوائي في أى مكان تضعف فيه مقدرة الرياح على النقل، وتستطيع الرياح كما رأينا أن تحمل ذرات الغبار عبر مسافات كبيرة وتلقيها في بقاع بعيدة غريبة عن موطنها الأصلي، أما الرمال فلا تقوى على حملها إلا الرياح القوية، وهى لا تستطيع رفعها كثيراً عن سطح الأرض ثم تعيد إرسابها بعد مسافة قصيرة. وتتمثل مظاهر الإرساب الهوائي في تراكم الغبار، وتكوين اللوس، ثم في تراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية.

١- تراكم الغبار وتكوين اللوس Loess :

يعتبر سقى الغبار وتساقطه من لزمومات الحياة اليومية في كل أنواع المناخ، على الأقل في فترات الجفاف. والغبار الذى نعينه لا ينشأ بالضرورة عن التعرية الهوائية فحسب، فهناك الغبار الكونى الذى ينشأ عن احتراق الشهب والنيازك وتساقط موادها على الأرض، وهناك الغبار البركانى الذى ينشأ عن ثوران البراكين، وهناك الغبار الناشئ عن عمليات التعرية الأخرى، ثم الغبار العضوى والغبار الصناعى. هذا الغبار تذريه الرياح ثم يتساقط على الأرض من الجو ببطء شديد حين تضعف الرياح. ولكنه يتعرض للحمل الهوائى مرة أخرى ما لم تسكن الرياح تماماً، وهو يسرع في تساقطه حين تسقط الامطار ويبقى ثابتاً على الأرض حين يحميه غطاء نباتى من إعادة سفیه بواسطة الرياح. وتعتبر رواسب السيلت والطين والطفل والمارل والملح والجبس والجير هى المصادر الاساسية لتكوين الغبار من الوجهة البتروجرافية والمعدنية، وهذه الرواسب هى صحراوية أو نهريّة أو بحيرية رواسب الركامات الجليدية. وأهم مظاهر تراكم الغبار هى لاشك تكوينات اللوس.

ويتركب اللوس من الوجهة البتروجرافية من تكوينات دقيقة الحبيبات بنية اللون

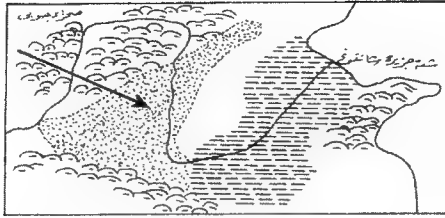
فاتحة مصفرة، وأحيانا رمادية. ومن السهل تفتيتها وسحقها بين الأصابع، ولمسها ناعم، كما أنها تحتوى على نسبة من كربونات الكالسيوم، و الرواسب غير طباقية فى الغالب، وتكتنفها وتختلط بها الكثير من الانابيب أو الشعيرات الكلسية الدقيقة فى وضع رأسى، وتميل الرواسب الى تكوين حوائط رأسية، وتبقى فى ذلك الوضع فترة طويلة دون أن تنهار (شكل ٦٩).

وفى معظم تكوينات اللوس يسود توزيع معين للحبيبات المكونة له، ويتضح منه أن الحبيبات التى يتراوح قطرها بين ٠,٠٥ - ٠,١ ملم هى السائدة، كما أن نسبة المسام فى التكوينات عالية.

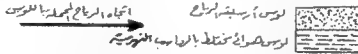
ويتألف اللوس معدنيا من الكوارتز (بنسبة ٦٠٪ - ٧٠٪)، ومن كربونات الكالسيوم (١٠٪ - ٣٠٪) ومن الفلسبار بأنواعه (١٠ - ٢٠٪) والميكا، ومن معادن ثقيلة كالجرانات Granat وإبيدوت Epidot وهورنبلند. فمعادن الكوارتز إذن هو المعدن الغالب فى تكوينه. وتوجد كربونات الكالسيوم فى اللوس عادة على هيئة غلاف رقيق يحيط بحبيبات الكوارتز وغيرها من المعادن المكونة له، ونسبة الكربونات ترتبط ارتباطاً وثيقاً بالمصدر الذى اشتق منه اللوس، فكلما كان المصدر غنياً بالجير زادت نسب الجير فى الرواسب. وكربونات الكالسيوم التى توجد عادة موزعة توزيعاً منتظماً فى اللوس كثيراً ما تتغير بمرور الزمن، ويتأثر ظروف معينة، فهى قد تتحول الى أشكال متججرة تعرف بأطفال اللوس فى تكوينات أوروبا، وأحيانا تترسب فى صحائف أفقية تعرف باسم توسكا Tosca فى لوس البامباس Pampas فى أمريكا الجنوبية، أو قد تؤثر فيها عوامل التحلل الكيميائى فتذيبها المياه وتسلبها من التكوينات، وحينئذ يتحول اللوس المثلالى الى طفل (لوم) الذى يتميز بلونه الداكن وحبيباته الأدق.

وتنتشر تكوينات اللوس انتشاراً كبيراً فى أنحاء اليابس. وتقع أكبر مناطق توزيعه فى وسط آسيا وشرقها، حيث يبلغ سمكه هناك أكثر من ٥٠٠ متر، وهو سمك ليس له نظير فى مناطق توزيعه الأخرى، وهناك ما يزال تراكم اللوس مستمرا (شكل ٧٠). أما فى مناطق توزيعه الأخرى بأمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية وأوروبا، فإن إرسابه ارتبط بالفترات الجليدية أثناء عصر البلايوسين. فتكوينات اللوس فى تلك المناطق ظاهرة تختص بها الاراضى التى كانت تتأخم الجليد، والتى تأثرت بوجوده تأثيراً غير مباشر.

ولهذا من الممكن أن نُميّز نمطين من اللوس: أحدهما قارى والآخر جليدى (بالمعنى المناخى). وفى غرب ووسط أوروبا يمتد شريط من تكوينات اللوس من ساحل بريتانى عبر حوض باريس وحوض بلجيكا الى وسط وجنوب ألمانيا، ثم الى سيليزيا ويوهيميا وعبر جنوب المجر ورومانيا الى جنوب روسيا، ويبلغ سمك اللوس أقصاه.



توزيع اللوس في شمال الصين



شكل (٧٠) توزيع اللوس في شمال الصين

في وادي الراين حيث يصل الى ٣٠ م. وفي أمريكا الشمالية تبلغ تكوينات اللوس أقصى سمكها في ولايات إلينوى وأيوا ونبراسكا وكانساس وميسوري.

وحيثما ننظر الى اللوس كظاهرة عالمية، سنجد أنه في معظمه عبارة عن نتاج تأثير التعرية وتذرية الرياح في الصحارى، سواء كانت حارة أو باردة، صصلية أو رملية، صغيرة المساحة أو كبرىتها، سواء كانت قاحلة خالية من النبات، أو كانت تحوى نباتات فقيرة لا تستطيع حماية الارض من تأثير الرياح. ويتم إرساب نتاج التعرية من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، ولهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن، تراكمت بفعل الرياح السائدة في منطقة توافرت فيها ظروف تساعد على إرسابه، تتلخص في مناخ رطب ووجود حشائش تلتقط ذراته وتحميها من إعادة التذرية. ويعتبر تراكم اللوس في الاراضي المحيطة بالجليد أثناء عصر البلايستوسين ظاهرة إستثنائية في تكوينه. فقد كانت هناك مساحات واسعة خالية من النبات تمكنت الرياح من تذرية موادها الدقيقة ثم ارسبتها حيث توافر غطاء نباتى حشائشى عمل على حمايتها من إعادة سفى الرياح.

ورواسب اللوس عظيمة الخصوبة. فالزراعة قائمة في منطقة اللوس بشمال الصين منذ ٤٠٠٠ سنة. وتوجد زراعة القمح في سهول أوكرانيا بروسيا وفي سهول البرارى بأمريكا الشمالية واليمباس بأمريكا الجنوبية، وكلها تتركب أساسا من تكوينات اللوس. وتستخدم الرواسب في أعمال البناء، ويحفر الصينيون مساكنهم في تكوينات اللوس التي

يبلغ سمكها هناك بين ١٠٠ - ٥٠٠ متر. ومن مزايا هذه المساكن أنها سهلة البناء، وهي دفيئة في الشتاء وباردة في الصيف، فهي مكيفة الهواء بالطبيعة، ولكنها سهلة الإنهيار حين يصيب المنطقة زلزال حتى ولو كان ضعيفا.

تراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية:

تعتبر تراكمات الرمال الهائلة أهم ظواهر الارساب بواسطة الرياح. ولقد تنتشر الرمال فوق مساحة تقدر بآلاف الكيلومترات المربعة، وبسمك كبير يحجب رؤية الأساس الصخري تماما. وتنبأين أشكال سطح بحار الرمال هذه تنبأنا عظيما، وغالبا ما يكون نمط الكثبان المنفردة معقدا غاية التعقيد. وفي أجزاء من صحراء استراليا تشكل خطوط الكثبان الرملية نمطا متلاحما متشابكا غريبا، يشبه في بعض سماته نهرا مضفرا عظيما، لكن غالبا ما نشاهد حافات رملية طويلة كثيرة العدد، يتراوح ارتفاعها بين ١٠٠ - ٢٠٠ متر، تمتد على طول مسافة تصل الى ١٦٠ كيلو مترا، أو قد تكون تلك الكثبان الطولية أقل ارتفاعا وأكثر اتساعا، فتبدو حينئذ بمظهر يشبه ظهور الحيتان Whale backs لذلك يطلق على أمثالها «كثبان ظهور الحيتان».

وفي كثير من بحار الرمل في الصحراء الكبرى الافريقية، وفي صحراء شبه جزيرة العرب، تمتد هذه الكثبان الطولية في خطوط رئيسية تأخذ اتجاهها عاما من الشمال الشرقي نحو الجنوب الغربي، أو من الشمال الى الجنوب. وهذا يدل على سيطرة الرياح التجارية الشمالية والشمالية الشرقية الشائعة الهبوب في تلك الجهات، وتحكمها في توجيه الكثبان الرملية الطولية التي تعرف باسم السيوف والغرود في صحراء مصر الغربية.

وان كثرة وجود المساحات الرملية الشاسعة ليمثل حالة واضحة لامكانية اعتبار الرياح قوة تعرية رئيسية (اكتساح وبرى Deflation and Abrasion) في الصحارى، رغم ما ذكرناه عن أثرها المحدود في هاتين الوجهتين، والبرهان واضح: إن ما ترسبه الرياح في مكان ما، لا بد وأنها قد التقطته وحملته من مكان آخر. حقيقة أن بعض عروق الصحراء اللبية يقع في ظهير منخفضات ضخمة يبدو أنها ازدادت عمقا بطريق اكتساح الرياح Deflation.

وهنا ينبغي أن نذكر أن العروق الضخمة في الصحراء الكبرى الافريقية تشغل أحواضا منخفضة، وتحيط بها مناطق الرق والحمادة، ومنها تم نقل وإزالة الرمال التي كانت تغطيها بواسطة عامل معلوم. وتبعا لذلك يبدو أن تراكم الرمال وتجميعها قد نشأ من عملية يمكن أن تعمل مركزيا، وتتأثر في ذات الوقت بانحدار سطح الارض، وهذه لا يمكن أن تكون سوى عملية النقل بواسطة الماء التي تتضمن هنا فيضانات الأودية

والفيضانات الغطائية، في ظلال ظروف مناخية جافة. أو مجارى مائية فصلية و شبه دائمة، كانت تجرى تحت تأثير مناخ أكثر رطوبة ومطرا من مناخ الحاضر.

إن بعض الحالات تشير الى أن تراكم الرمال قد حدث حتى قبل حلول الزمن الرابع. فلقد ذكر ثورن بوري W.D.Thornbury على سبيل المثال، أن اقليم التلال الرملية في ولاية نبراسكا، الذى يغطي مساحة تبلغ نحو ٦٢,٠٠٠ كيلو مترا مربعا، قد نشأ أصلا من تجوية الصخور الرملية الهشة المحلية التابعة للزمن الثالث. ويبدو لهذا وغيره أن كثيرا من مساحات الرمال العظيمة في الصحارى تتألف من مواد فيضية ترسبت بواسطة فعل المياه الجارية في أحواض منخفضة المنسوب، ربما كانت تشغلها آنذاك بحيرات البلياء، أو حتى امتدادات بحرية سائلة، وكان دور الرياح مجرد معالجة تلك المواد المترسبة محليا وهي في مكانها، وتشكيلها في هيئة كتبان رملية نشاهدها في وقتنا الحاضر.

أنماط التراكم الرملية :

يحدث التراكم الرملية وتكوين الكتبان الرملية حينما تتسع مجالات هبوب التيارات الهوائية، أو حينما تصطدم الرياح بعقبات في طريقها. فحين تخرج الرياح من مجال هبوب معين يشبه القناة، كما يحدث عندما تخرج من الاودية الجبلية الى سهل فسيح، فيتسع مجال هبوبها اتساعاً كبيرا فتضعف بالتالى سرعتها وتلقى حملتها في شكل غطاءات رملية فسيحة، قد تكون مستوية أو مموجة بعض التموج، وتعرف عادة بمسطحات الرمال الهوائية المستوية.

أما النمط الثانى من أشكال التراكم الهوائى الرملية فيتمثل في الكتبان الرملية. وهي على أنواع بحسب نشأتها أو بنائها، وبحسب شكلها، فمنها الكتبان الى يرتبط تكوينها بعقبة ظاهرة، ويطلق عليها الألسنة الرملية والريوات الرملية النباتية. والاولى عبارة عن تلال رملية هيئة الانحدار تتراكم أمام العقبة أو خلفها، أما الريوات الرملية فهي أكوام من الرمال تمكنت النباتات من النمو خلالها. وتبدأ الكتبان الحرة التى لا يرتبط تكوينها بعقبة ظاهرة بأشكال صغيرة تعرف بالتموجات الرملية، وهي حافات صغيرة قليلة الارتفاع تفصلها عن بعضها خطوط غائرة قد تمتد متوازية، أو قد تتوزع وتتشابك ويصبح المظهر المورفولوجى للمنطقة أشبه بورقة شجر أو ريشة طير. وهي توجد أيضا كحفریات فوق الصخور الرملية التابعة للزمنين الأول والثانى. ومثل هذه التموجات الرملية أشكال عابرة، إذ أنها تتحرك مع الرياح، أو تغير موضعها بسرعة، وقد تتلاشى نهائيا.

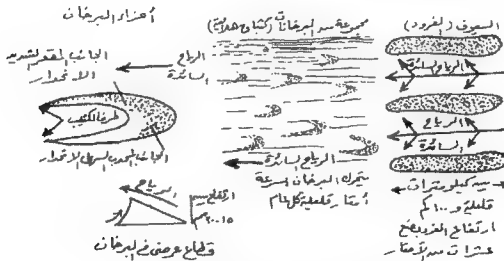
وللكتبان الرملية الكبيرة الحجم ثلاثة أشكال رئيسية هي:

(أ) الكشبان العرضية :

وهي التي تمتد في وضع متعامد مع اتجاه الرياح، وينتشر وجودها في حوض تاريم وفي صحراء التركستان وفي داخلية صحراء ثار بشمال غربي الهند. وينحدر الكثيب العرضي انحدارا هينا في جانبه المواجه للرياح بزاوية تتراوح بين ٥ - ١٢. وتبدو أسافل المنحدر في هذا الجانب مقعرة بعض الشيء، أما الجانب المظاهر للرياح فإنه ينحدر في البداية انحداراً شديداً، ثم يقلو ذلك انحدار هين نوعا بزاوية تتراوح بين ٣٠ - ٣٣ درجة، وتستمر الرياح في حمل الرمال من الجانب المواجه لها وإرسابها في الجانب المظاهر لها ما دام الكثيب في دور التكوين، وبذلك تتراكم رمال الكثيب في شكل طبقات، وحينما تكتسح الرياح قسما من الكثيب الاصلى تبدو طبقات الرمال متقاطعة، وتظهر هوامشها وقد غطتها طبقات رملية أحدث بزوايا مختلفة.

(ب) الكشبان الهلالية ،

وتعرف باسم تركستاني الأصل هو برخان Barchan، وينتشر وجودها في صحارى آسيا وأفريقيا. وهي في أصلها كُثبان عرضية تلتوى أطرافها بفعل الرياح التي تهب في اتجاه واحد ساند، فحبات الرمال التي تتحرك فوق جسم الكثيب العرضي ينبغي لها أن تقطع مسافة أطول حين تعبر أجزائه الوسطى، بعكس الجببيات التي تتحرك عند طرفيه البعدين، فهي تعبر مسافة أقصر، وتبعاً لذلك يتحرك طرفا الكثيب بسرعة أكبر من سرعة تحرك أجزائه الوسطى، فيبدو الكثيب حينئذ في شكل قوس أو هلال، يتجه جانبه المحدب الى الجهة التي تأتي منها الرياح، بينما يتجه طرفاه الى الجهة التي تسير نحوها الرياح.



شكل (٧١) الغرود (الكثبان الطولية)
والبرخانات (الكثبان الهلالية)

ويكون جانب البرخان المواجه للرياح محدباً طويلاً هين الانحدار (٦ - ١٧ درجة) وجانبه الآخر مقعراً قصيراً شديد الانحدار (بين ٣٠ - ٤٠ درجة) ويرجع ذلك الى أن الرياح حينما تجتاز قمة الكثيب تصادف انخفاضاً فجائياً في الجانب الآخر، فتحدث لها حركة عكسية أشبه بالدوامة Eddy التي تعمل على رفع جزء من الرمال، وفي نفس الوقت على تثبيت حبات الرمال فوق قمة الكثيب، فتحول دون هبوطها، ولذلك يظهر هذا الجانب في شكل مقعر شديد الانحدار. ويبلغ ارتفاع الكثبان الهلالية في صحراء كراكوم ٥ - ٧ متر، ونادراً ما يصل الى ١٢ متراً.

وتوجد البرخانات عادة في مجموعات تحتل مساحة كبيرة من وجه الصحراء، وهي تتحرك حركة بطيئة في اتجاه سير الرياح يبلغ مداها بين بضعة ديسيمترات وبضعة أمتار كل عام. وكثيراً ما ينقلب شكل البرخان، وهي ظاهرة شائعة في صحراء كراكوم حينما يتغير اتجاه الرياح فيصبح في اتجاه مضاد لاتجاهها الأول، إذ يستجيب لهذا الاتجاه الجديد كل أجزاء الكثيب الهلالي بما في ذلك جانبه المحدب الهين الانحدار وجانبه المقعر الشديد الانحدار. ويحدث التحول الى البرخان المزدوج حينما يتجاوز كثيبان هلاياناً فليتحم جانباها ثم يتحدان وينموان في كثيب واحد، أو حينما يتحرك أحدهما ويصعد فوق الآخر. وتلاحق البراخانات السريعة الحركة زميلاتها البطيئة، وتختلط بها، أو تلتحم معها مكونة لسلاسل من الكثبان الرملية تعرف أحياناً بصفوف الرمال.

ج) الكثبان الطولية والسيوف أو الغرد :

والنمط الثالث الرئيسي للكثبان الرملية، وهو الكثيب الطولي Longitudinal Dune أو السيف أو الغرد، وهذا النمط ما يزال يكتنف طريقة تكوينه شيء من الغموض، ذلك أن وسيلة تشكيله ليست بوضوح طريقة تشكيل الكثيب الهلالي أو البرخان. فهذه الكثبان تمتد موازية، وليست مستعرضة، لاتجاه الريح السائدة، وغالباً ما تكشف عن تأثير رياح ثانوية بما يتصف به قطاعها من عدم انتظام، فهو يتألف من منحدر هين سهل مماثل لمنحدر البرخان المواجه للريح، ومنحدر تهدل Slip Face شديد الانحدار.

وطبيعي أن يرشد هذا المظهر الباحث باجنولد (١٩٤١) الى الوصول الى استنتاج أن السيوف تتشكل في المناطق التي تسودها رياح تهب من اتجاه واحد، لكن حيث تهب أيضاً رياح قوية مستعرضة من اتجاه آخر بين الحين والحين. ولقد تمكن باجنولد من الاستدلال على أن بعض الكثبان الرملية الطولية تنشأ من تحويل شكل البرخانات. فعندما تتأثر البرخانات برياح مستعرضة، يصبح طرفاً (قرناً) Horn كل برخان، وقد أصابتهما الإستطالة في اتجاه الرياح، ويعاد توجيهه منحدر التهدل Slip Face الذي كان

يقع أصلا فى وضع مستعرض بالنسبة للريح السائدة بالتدرج، كى يصبح فى وضع مستعرض مع مسلك الرياح الجديدة .

وفى البقاع التى تكثر فيها الكثبان الرملية وتتعدد، تؤدى هذه العملية الى انتشار ظاهرة التحام واندماج البرخانات المنفردة، ونشوء سلسلة متتابعة من الكثبان الطولية شبه المتوازية .

وينتشر وجودها فى صحراء غرب استراليا وصحراء ثار والصحراء الكبرى الافريقية، وهى تعرف فى صحراء مصر الغربية باسم الغرود. ويتألف كل غرد منها من سلسلة من التلال الرملية يبلغ طولها عشرات الكيلو مترات، وأشهرها غرد أبى المحاريق الذى يمتد مسافة يبلغ طولها نحو ٣٥٠ كم الى الجنوب من منخفض القطارة حتى مشارف الواحة الخارجة. وقد اشتقت رماله من تكوينات المنخفض الذى حفرتة الرياح الشمالية الغربية السائدة. وفى صحراء العرق بليبيا تمتد السيوف الرملية من الشمال الشرقى الى الجنوب الغربى، وهو اتجاه الرياح السائدة هناك.

حركة الكثبان الرملية :

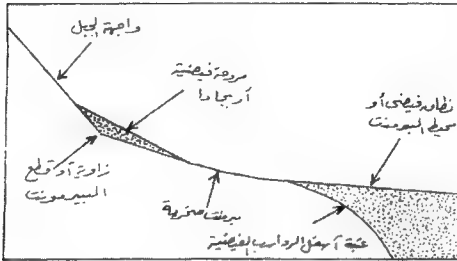
تتحرك الكثبان الرملية فوق الاراضى المنبسطة حركة دائبة، حينما ينعدم وجود عوامل تثبيتها، فالرياح الدائمة الهبوب تكتسح الرمال من الجانب المواجه لها من الكثيب، وتلقى بها فى الجانب المظاهر لها منه، وبذلك يتحرك الكثيب حثيثا، ولا تقف حركته الا حين تعترضه الحشائش والنباتات، وتنمو فيه بدرجة تكفى لايقاف الرمال عن الحركة وتثبيتها. وتتوقف سرعة حركة الكثيب على حجمه، وحجم حبيبات الرمال المكونة له، ثم على قوة الرياح ودوام هبوبها، فالكثبان الرملية فى السواحل الكورية تتحرك بمعدل ٦ متر كل عام. وفى الصحراء الليبية تتحرك الكثبان بسرعة تتراوح بين ٤ م - ٢٠ م فى السنة.

ويؤثر التغير الفصلى لهبوب الرياح واتجاهها فى تحركات الكثبان، فيتوقف استمرار تحرك الرمال فى اتجاه واحد. مثال ذلك ما يحدث فى صحراء كراكوم، إذ تهاجر الكثبان الرملية فى اتجاه الجنوب بسرعة ١٨ مترا فى فصل الصيف، وفى الشتاء تتحرك شمالا بسرعة تصل الى ١٢ مترا. وطبيعى ان تتحرك الكثبان الصغيرة بسرعة أكبر من سرعة تحرك الكثبان الكبيرة.

ويسبب تحرك الكثبان الرملية مشكلات خطيرة لسكان الواحات ومنها الواحات المصرية، فهى تطفى على الطرق والاراضى الزراعية والقرى، ولهذا تبذل الجهود لتثبيتها وإيقاف حركتها عن طريق زراعتها، أو إنشاء مصدات رياح أمامها.

ظاهرة البييدمونت الصحراوية

إن المناطق الصحراوية التي برهنت على عظم أهميتها للجيومورفولوجي هي تلك المناطق التي تفصل الجبال والهضاب والكتل الصخرية المتخلفة المرتفعة، عن سهول التعرية والارساب العريضة الواسعة، التي تكتنفها وتقع عند هوامشها أو تحيط بها، إنها المناطق المعروفة باسم بييدمونت Piedmont أو نطاقات حضيض الجبال Mountain Foot Zone. وهنا تتضح أكثر عمليات التعرية الصحراوية أهمية، وهي العمليات المتمثلة في تمزيق المنحدرات وتراجعها، مؤدية إلى تحطيم الكتل المرتفعة وإحلالها بالبيديمنتات Pediments (أو سهول البيدي) Pediplains الصحراوية الهينة السهلة الانحدار (شكل ٧٢).



شكل (٧٢) مقطع عرضي نموذجي للبييدمونت الصحراوية

ولقد تمت دراسة جيومورفولوجية نطاق البييدمونت وأشكاله الأرضية بالتفصيل في عدد كبير من أنماط البيئات الصحراوية، إلا أن هنالك عناصر معينة تتواجد بهيئة ثابتة على الرغم من أن نفس الظواهر لا يشترط وجودها بكل تفصيلاتها الدقيقة تتمثل في (١) واجهة الجبل (٢) زوايا البييدمونت أو اكواع البييدمونت (٣) وفي البيديمنت الصخرية.

واجهة الجبل

تتألف واجهة الجبل Mountain Front التي يعبر عنها أحيانا باسم منحدر الجبل Mountain Slope، أو الحافة Scrap، من منحدر مرتفع شديد الانحدار، تتراوح زاوية انحداره بين ٢٥ - ٩٠ درجة، وهو يرتفع ارتفاعا فجائيا من المنحدرات الهينة الواقعة

أسفله، وفي بعض الحالات، يتوج واجهة الجبل جرف قائم أو شبه قائم أسفله نشأ عنصر تحتاني (جزء من المنحدر) مستقيم، زاوية انحداره بين ٢٥ - ٣٥ درجة، وفي حالات أخرى يتخذ المنحدر كله شكلا مستقيما، وإن كانت تقطعه هنا وهناك مقاطع أشد انحدارا، وذلك في الأجزاء التي تظهر فيها مظاهر أو مكاشف صخور صلبة شديدة المقاومة للتعرية، كما وأنه في حالة صخور الجرانيت وغيرها من الصخور المماثلة قد تظهر أنصاف القباب الناشئة عن تجوية التقشر.

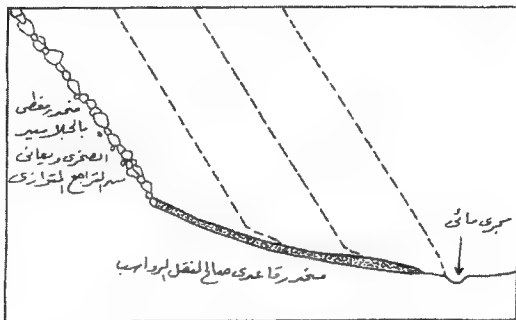
وفي بعض المناطق خصوصا تلك التي تتميز بتجانس الصخور، تصبح عناصر المنحدر المستقيمة، وقد تطورت والتزمت زاوية ثابتة سواء حدث ذلك في واجهات كتل تلائية أو جبيلية، أو على جوانب الخنادق المحفورة في واجهات الجبال ذاتها، وتبعا لذلك يمكن القول باطمئنان، أن هذه المنحدرات تتراجع بنفس زاوية الانحدار، إذ لا يعقل أن تتزامن جميعا، بحيث تكون كلها في نفس «مرحلة» التطور التحتانية.

ولقد حاول عدد كثير من البحوث تفسير هذا التراجع المتوازي Parallel Retreat لواجهة الجبل عن طريق شكل أو آخر من أشكال التقويض السفلي Basal Undercutting وبواسطة عوامل مثل فيضانات الاودية أو الفيضانات الغطائية، التي باستطاعتها أن تمنع أي محاولة للمنحدر، كي ينقص من زاوية انحداره حينما يتراجع بالتجوية والتعرية. ومع هذا فإنه يبدو لنا أن هذه النظرية لا تستطيع أن تفسر تفسيراً مقنعا، لا ظاهرة الاستقامة لكثير من المنحدرات، ولا اتخاذ تلك المنحدرات زاوية ثابتة والتزامها بها.

وتدل الدراسات التفصيلية على أن واجهة الجبل ما هي الا منحدرًا يتحكم في شكله وانحداره غطاء الحصى والجلاميد من فوقه. ذلك أنه بالرغم من أن المنحدر أساسه صخر صلد، وبالتالي فهو ناشئ أصلا بالتعرية الا أنه يتطور وفق زاوية استقرار المواد المفتتة فوق سطحه. وعادة ماتكون هذه المواد المجواء المفتتة خشنة كبيرة الحجم، ويكون مكونها الرئيسي من الجلاميد الكبيرة الحكم التي تنشأ عن التفكك الكتلي. ويتقرر حجم وشكل هذه الكتل الجلمودية بالمسافات الفاصلة بين الفواصل والشروخ التي تكتنف صخر الأساس والصخر المكون للوجه الحر الشديد الانحدار، والذي ينهض فوق المنحدر المستقيم، ويتحكم حجم وشكل الجلاميد كلاهما في زاوية استقرارها، وبالتالي في زاوية انحدار المنحدر الذي تستلقي عليه (شكل ٧٣).

وإذا ما ارتضينا أن نمط الفواصل يظل ثابتا دون تغير، فإن تجوية المنحدر التراجعية تستمر وتنتج مفتتات صخرية من نفس الحجم والشكل. وتبعا لذلك لا يحدث أي تغير في ميل المنحدر. وتحرك الكتل الجلمودية التي تشغل واجهة الجبل نحو حضيضه ببطء

شديد، أو تتحلل نتيجة لعملية التفكك الحبيبي، وهي في مكانها. ويحدث بعد ذلك ان تنفصل المواد الرملية الدقيقة، وتصبح معدة للنقل والإزاحة السريعة الى حوض المنحدر بواسطة الجريان المائي السطحي أثناء العواصف الصحراوية العارضة.



شكل (٧٢) التراجع المتوازي للمنحدر وتكوين البيديمنت

كوع المنحدر

إنه انقطاع حاد في قطاع المنحدر يطلق عليه بالانجليزية Knick كما يسمى أحيانا «زاوية البيديمنت» Piedmont Angle ويفصل هذا الانقطاع (أو تلك الزاوية) بين واجهة الجبل الشديدة الانحدار، أو منحدرات تل متخلف أعلاه، وبين البيديمنت الصخرية أو المروحة الرسوبية أسفله. وفي العادة يوجد تغير ملحوظ في طبيعة المواد المجاورة السطحية عند زاوية البيديمنت، فبينما تكون المواد فوق المنحدر أعلا الزاوية جلاميد خشنة، تصبح مجرد رواسب دقيقة الحبيبات مستقرة فوق سطح البيديمنت.

وتتطمر زاوية البيديمنت أو كوع المنحدر أحيانا أسفل مراوح رسوبية، لكن الكوع يظهر مكشوفاً في كثير من الأحيان، وهذا يدل على أن عمليات النقل مؤثرة وفعالة في الجزء العلوي من البيديمنت، حتى أن الفتحات التي تتحرك إلى أسفل واجهة الجبل، تجد ما ينقلها بسهولة، رغم أن زوايا الانحدار هنا منخفضة القيمة.

ولقد كانت مسألة أصل نشأة كوع المنحدر محل جدال لزم طويل وما تزال. وقد عزاها بعض الجيومورفولوجيين إلى عمليات النحر الجانبي بواسطة الماء الجارى. وتبدو هذه العمليات واضحة فيما يسمى «ممرات البيديمنت» Pediment أو خلجان البيديمنت

Pediment Embayments حيث تنبعث فيضانات الودية من مصبات الخوانق، أو تنشأ في الممرات ذاتها وتكون قادرة على الترنح والتأرجح يمنة ويسرة ضاربة قاعدة واجهة الجبل وناحرة لها.

أما حينما ينعدم وجود مثل هذه الخلجان أو الممرات، فإن العامل المؤثر حينئذ يكون ممثلا في الفيضانات الغطائية. ولما كانت الفيضانات الغطائية تتألف من مياه تجري عبر واجهة المنحدر إلى البيديمنت، أى عبر خط زاوية البيديمنت أو كوع المنحدر، فإنه لا يمكن اعتبار النحت الجانبي، والحالة هذه، سببا في تكوين كوع المنحدر.

ويرى بعض الباحث ومنهم كينج (١٩٤٨) وويل (١٩٦٦) أن كوع المنحدر ما هو أساسا سوى ظاهرة تجوية. وتجدر الإشارة هنا إلى أن أمثال أكواع المنحدر، أو انقطاعات المنحدر هذه، تتواجد أيضا في أراضي السفانا حيث يكون الصخر عند رأس البيديمنت متأكلا شديد التأثير بالتجوية، بحيث يمكن إزالته بسهولة بواسطة مياه الينابيع والمجاري، مكونة لخدق حسن التحديد أشبه بمنخفض طويل وضيق على امتداد حضيض منحدر الجبل أو الجبل الجزيري Inselberg.

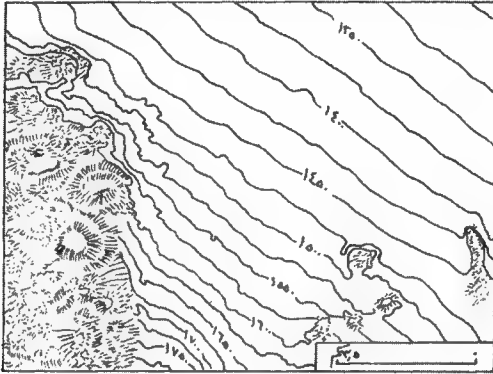
وفي المناطق الجافة يمكن أن تصادف تركيزا للتجوية، وإن كان أقل وضوحا مما ذكرنا، ذلك أن مياه الأمطار تنصرف بسرعة من المنحدرات العليا إلى السفلى، حيث تتخلها وتدوم فيها، خاصة حيث تتشكل مراوح رسوبية بصفة مؤقتة. ومن الممكن العثور في الصحراء الجزائرية والليبية على بعض الجبال الجزيرية والأبراج المتخلفة Residual Pinnacles وقد أحاطت بها منخفضات على شكل حلقة، حيث استطاعت التجوية التي توازرها الرطوبة من غزو الصخر، ممهدة بذلك الطريق أمام اكتساح مركز للرياح (جودة ١٩٧٢).

البيديمنت الصخرية

لعل هذه الظاهرة أكثر الظواهر الجيومورفولوجية تعقيدا، فلقد أثارت أكبر الجدل في كيفية نشوئها وتشكيلها. والواقع أن وجودها لا يقتصر على الصحارى، فهي واسعة الانتشار في نطاقات السفانا، بل إن بعض الباحث يرون أنه من الممكن أن تسوى وتوازن بالمنحدرات المقعرة القاعدية Basal Concave Slopes التي تتشكل تحت تأثير مناخات رطبة أخرى. وظاهرة البيديمنت أساسا هي سطح صخري يميل ميلا هينا سهلا يمتد من أسفل واجهة الجبل نزلا إلى الباجادا، أو النطاق الرسوبي الفيضي AI-luvial Zone. وقد تمت تسوية وتشكيل سطح البيديمنت في الصخور بصرف النظر عن تنوعها وتباين مقاومتها للتعرية (شكل ٧٤).

وسطح البيديمنت يبدو مقعرا في مقطعه العرضي، وينحدر بزوايا انحدار تتراوح

بين ٧ درجة عند هامش البيديمنت العلوى (عند حضيض واجهة الجبل) ونصف درجة تقريبا، عند حوافها السفلى. وليس من شك فى أن خاصية التفرع التى يتصف بها سطح البيديمنت ترجح أن الماء الجارى عامل مهم فى تشكيل البيديمنتات. ويؤكد هذا الرأى وجود غطاء رسوبى فيضى فوق أسطح كثير من البيديمنتات، هذا الغطاء يكون عادة متقطعاً فى صورة رف، لكنه قد يحجب كلية وجه الصخور الصلدة.



شكل (٧٤) بيديمنت صخرية قرب قمة أنتيلوب Antelope بولاية أريزونا

وبالاتجاه نزلا نحو هوامش البيديمنت يصبح هذا الغطاء الرسوبى الفيضى أكثر سمكا واستمرارا، وفى النهاية تمر البيديمنت أسفل النطاق الرسوبى الفيضى أو محيط البيديمنت Peripediment.

وقد كشفت أعمال الحفر للحصول على المياه، أن سطح البيديمنت أسفل الغطاء الرسوبى، قد يشكل مقطعاً محدباً، وهو شكل أشار إليه لوسون Lawson (١٩١٥)، وسماه «الرصيف المحدب أسفل الرسوبيات» Sub-Alluvial Convex Bench.

ظاهرة أخرى من ظواهر البيديمنتات تتمثل فى امتدادها بداخل مصبات الاودية الخانقية التى تقطع واجهة الجبل أو الهضبة الصحراوية، مكونة لما يسمى الخلجان البيديمنتية Pediment Embayments وينشأ عن النحت الجانبى أن ينحت الفاصل

الصخرى بين خليجين، وبالتالي يلتحم الخليجان مكونين ما يسمى الممر البيديمنتى Pediment Pass .

هذا وتنوع الآراء وتتعدد النظريات التى اقترحت لتفسير أصل نشأة البيديمنت وخصائصها، سنعرض لمفاهيمها الرئيسية بعد دراستنا لظاهرتين شيع وجودهما بالصحارى وترتبطان بالبيديمنت هما: الباجادا، النطاق الرسوبى الفيضى .

الباجادا

يطلق تعبير باجادا Bajada عادة على عدد من المراوح الرسوبية الفيضية الملتحمة ببعضها، التى أرسبتها مجارى مائية سريعة الزوال عند نقاط مخارجها من واجهة الجبل، ودخولها الى نطاق البيديمنت، لكن ينبغى أن نلفت النظر هنا الى أن بعض الباحث يطلق هذا التعبير على ما سميناه محيط البيديمنت Peripediment أو النطاق الرسوبى الفيضى Alluvial Zone .

وتترسب هذه الباجادا أو المراوح الرسوبية الفيضية بسب نقصان الانحدار الفجائى عند قاعدة واجهة الجبل، وبالتالي انخفاض قدرة الحمل لدى الاودية والسيول، وما ينشأ عن ذلك من إرساب الجلاميد، والحصى والرمال، مكونا ومشكلا للمراوح. ولقد تكون زاوية انحدار هذه المراوح عالية حتى لتصل أحيانا الى نحو ٢٠ درجة، لكن الاغلب الا ان تتراوح بين ٧ - ١ درجة، مثلها فى ذلك مثل زاوية انحدار البيديمنت الصخرية. ولعل هذا هو السبب فى الخلط الذى يحدث أحيانا فى الدراسة الحقلية، بين الباجادا الحقيقية والبيديمنت المغطاة كلية بالرواسب.

ونشير هنا الى أن تعبير الباجادا ينبغى أن يقتصر إطلاقه على الرواسب المروحية الأشد انحدارا، والتى تغطى وتخفى الجزء الاعلى من البيديمنت الصخرية، كما تظمر زاوية البيديمنت (كوع المنحدر) . أما المراوح الرسوبية الكبيرة التى تنحدر انحدارا هينا سهلا قد تكون من الاتساع والانتشار بحيث تغطى كل سطح البيديمنت الصخرى، وتمتد متدرجة حتى تصل الى الرواسب الفيضية الى تبنى محيط البيديمنت. وفى الحالة الأخيرة يطلق على سطح البيديمنت من أسفل هذا الغطاء الرسوبى تعبير البيديمنت المظمر Concealed Pediment .

النطاق الرسوبى الفيضى

يطلق على هذا النطاق الرسوبى الفيضى أحيانا تعبير محيط البيديمنت، وهو نطاق عريض يتألف من مواد دقيقة نقلتها من المرتفعات المجاورة فيضانات الأودية

والفيضانات الغطائية، عبر سطح البيديمنت وأرسبتها في هامشها. وغالبا ما يستمر ترسيب طبقات من المواد الفيضية على مدى فترات طويلة من الزمن.

ففي جنوب الولايات المتحدة الامريكية، ملأت الرواسب الفيضية أحواضا انكسارية، هي أحواض البولسون Bolson، ترجع نشأتها الى الزمن الثالث. ذلك أنه في أثناء الزمن الطويل الذي خلاله كانت الحافات الانكسارية تتراجع بالتعرية منشئة لواجهات الجبال الحالية، كانت المواد الناتجة عن نحتها وتعريتها تنتقل الى أحواض البولسون التركيبية حيث تترسب وتتراكم لسمك بلغ ٣٠٠ متر وأكثر.

ولقد كان الترسيب الفيضى هذا عظيما بطبيعة الحال، في الاحواض المغلقة التي كانت بمثابة أحواض تصريف مائى مركزى، وتحوى بحيرات مؤقتة، وكانت تنشأ البحيرات وتتواجد في أعقاب العواصف الممطرة، ويتضح معالم مواقعها بواسطة سهول منبسطة، هي التي تسمى بلايات Playas، تغطيها الاملاح التي تخلفت بعد تبخر مياه البحيرات.

وفي بعض الاحواض، ربما عقب استمرار عملية الارساب وارتفاع مستوى القاعدة المحلى، استطاع التصريف المائى أن يشق له طريقا خارج الحوض. وفي هذه الحالة يتم إزالة الرواسب الفيضية بمعدل يوازى ارسابها، وتبعاً لذلك يبقى مستوى القاعدة المحلى ثابتاً مستقراً. وفي حالة أخرى قد يكون مستوى القاعدة المحلى أخذاً في الهبوط، وحينئذ يشق المجرى المائى طريقاً عميقاً في محيط البيديمنت، وتبدو البيديمنت نفسها حينئذ ناهضة تشبه الدرجات أو المصطبة.

نظريات تشكيل البيديمنتات

يمكن تقسيم النظريات التي تقدم بها البحاث لتفسير نشأة البيديمنتات الصخرية الى قسمين:

القسم الاول: يشمل النظريات التي تؤكد فعل الماء الجارى، ويصفه خاصة، النحت الجانبي بواسطة فيضانات الاودية Stream - Floods والفيضانات الغطائية Sheet-Floods.

والقسم الثانى: يحوى النظريات التي، رغم اعترافها بالدور المضيف الذى يقوم به الماء الجارى، الا أنها تعطى عوامل وعمليات أخرى دوراً أهم وأعظم. وهذه ندعوها النظريات المركبة.

أولاً : نظريات التعرية المائية

نظرية ماك جي :

لعل أقدم نظرية في هذا الشأن، هي نظرية ماك جي W.G. McGee (١٨٩٧)، الذى عزى تشكيل الأسطح الصخرية الصحراوية، التى تتميز بالانحدار أو الاستواء الى تعرية الفيضانات الغطائية Sheet-Floods. ويبدو أن هذه العملية مسؤولة عن تكوين بعض تفاصيل أسطح كثير من البيديمنتات، لكن الفيضانات الغطائية، لا يمكن اعتبارها بأى حال، للأسباب التى سبق لنا ذكرها، العامل المشكل الوحيد للبيديمنتات. ولا حتى العامل المعدل الوحيد.

أما فيضانات الأودية Stream - Floods، فمن الممكن أن تكون أكثر نشاطاً وفعالية فوق كثير من منحدرات البيديمنت. ذلك أن الباحثين بالشين وباى Balchin and Pye (١٩٥٥) يذكرون أن بيديمنتات صحراء سونوران Sonoran فى ولاية أريزونا، تتميز بأسطح تتركبها الروابي والآكام Hummocky Surface، فهى ليست بأى حال ملساء، كما شاهدها ووصفها معظم الباحث. بل أنها تبدو مقطعة مخددة بقنوات يصل عمقها الى نحو ٦ متر.

نظرية جونسون :

نشر جونسون D.W. Johnson دراسته للأسطح الصخرية فى المناطق الجافة عام ١٩٣٢. وقد ركز جونسون اهتمامه على الموقع الانتقالي للبيديمنتات فيما يلى:

- ١- أراضي مرتفعة ممزقة، فيها تنشط المجارى المائية فى النحت الرأسى، مشكلة لخنادق شديدة انحدار الجوانب.
- ٢- وأراضى منخفضة (محيط البيديمنتات)، حيث يتم ارساب المواد الفيضية على نطاق واسع.

وتبعاً لذلك فإن البيديمنت تقع فى ذلك النطاق الانتقالي، حيث تعاني المجارى المائية الصحراوية تغيراً، من حالة الحمولة الناقصة (نحت فى النطاق الجبلى) الى حالة الحمولة الزائدة (الارساب فى محيط البيديمنت). وبعبارة أخرى فإن ما يجرى فوق أسطح البيديمنتات هى الاجزاء من المجارى المائية التى تتصف بأنها ليست ناقصة الحمولة Under Loaded وليسست زائدة الحمولة Over Loaded، لكنها تكون مكتملة الحمولة Fully Loaded، أى أن طاقة المجارى المائية تستهلك كلها فى تحريك الحمولة، ولا يكون هنالك فائض من أجل القيام بالنحت الرأسى. وقد ارتضى جونسون، مثلما اقتنع جليبرت Gilbert (١٩٠٩) بأن مثل هذه المجارى المائية المتعادلة تقدر على

النحت الجانبى فقط، وبهذا تمكن جونسون من تفسير المظهر التحاتى المستوى لكثير من أسطح البيديمنتات.

ويقول جونسون أنه من الممكن اختبار نظريته فى الحقل، فالمشاهدات الحقلية تعززها. ففى المخارج الخليجية الشكل حيث تدلف المجارى المائية الى البيديمنتات (وحيث ينبغى أن يحدث التغير من حالة الحمولة الناقصة الى حالة الحمولة الكاملة) ينبغى أن ينشئ النحت الجانبى بيديمنتات يتصف مقطعها الموازى للاتجاه العام لواجهة الجبل بالتحذب الطفيف، رغم أن مقطعها المتعامد على اتجاه الواجهة يظل واضح التفرع.

ويقول جونسون بوجود المراوح الصخرية Rock Fans، وهو التعبير الذى أطلقه على أشباه المخروطات المسطحة، فعلا فى الحقل، وذلك فى المناطق الصحراوية التى درسها. لكنه اعترف بأن التعرف عليها ليس سهلا دائما، وذلك بسبب تغطيتها بطبقة من المفتتات الصخرية، التى تسبب أيضا فى اظهارها بمظهر يماثل المراوح الرسوبية الفيضية، ويقول جونسون بوجود قنوات، تدعى غالبا باسم منخفضات البيديمنتات Piedmont Depressions على كلا جانبي المروحة الصخرية، وهى تحدد مجارى فيضانات الاودية الحالية. وفى رأيه أن هذه القنوات تصاحب عملية التراجع لواجهة الجبل، بالطريقة التى سبق لنا وصفها حين الكلام عن فعل الماء الجارى فى الصحارى.

نقد النظرية :

ويمكن تلخيص الاعتراضات الموجهة لنظرية جونسون فى النقاط الأربع الآتية:

١- لا تتفق آراء الجيومورفولوجيين كلهم على أن المجارى المائية المتعادلة قادرة على النحت الجانبى فقط، بل ان مفهوم التعادل برمته، أصبح فى ضوء الدراسات الحديثة لفعل الماء الجارى، مشكوكا فيه.

٢- وجود المراوح الصخرية ذاته، وهى جوهر نظرية النحت الجانبى للمجارى المائية الصحراوية، كان وما يزال محل تشكك ونقاش من جانب كثير من الجيومورفولوجيين، الذين يرون أن هذه المراوح الصخرية، ما هى فى واقع الامر سوى المراوح الرسوبية الفيضية Alluvial Fans التى تدانيتها شها.

٣- لو كانت نظرية جونسون صحيحة، لوجب أن تكون واجهة الجبل المثالية مسننة بواسطة عدد من الخلجان البيديمنتية (مخارج الاودية الخانقية من النطاق الجبلى)، تفصلها عن بعضها بروزات ونتوءات جبلية تعاني عملية النحت بواسطة المجارى المائية التى تترنح جانبيا. وهذا ما لا نجده عادة فى الحقل. فالواقع أن كثيرا من

واجهات الجبال مستقيمة نسبيا، وتمتد منحدرات البيديمنت متعامدة على خط كوع المنحدر Knick (أو زاوية البيديمونت).

٤- تتركز الكتل الصخرية المتخلقة، التي تدعى أحيانا باسم «كيزان الذرة» Nubbins، الاسطح الملساء لبعض البيديمنتات. وأنه لمن الصعب تصور امكانية وجود مثل هذه الظواهر، اذا ما اعتبرنا سطح البيديمنت نتاج تعرية جانبية للمجارى المائية. والواقع أن جونسون نفسه يعترف بأن فيضانات الاودية Stream Floods وحدها لا تستطيع تشكيل البيديمنتات.

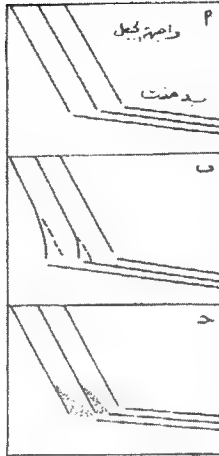
وحينما تصل المجارى المائية الجبلية الى رؤوس البيديمنتات، فإنها تتفرع وتتشعب الى قنوات وجداول، وهذه بدورها تتفرع وتتشعب وهكذا... وتعود الجداول الثانوية الى الاتحاد والشابك، وكثيرا ما تغير مواقعها واتصالاتها. وينظر جونسون الى هجرة الجداول الصغيرة هذه على أنها عملية جوهريّة في تعرية البيديمنت وتسويتها. فهو يقول أنه ما دامت تتواجد هذه الكثرة من القنوات المتشابكة، فإن كلا منها لا يحتاج الى الانتقال بعيدا من أجل انجاز التسوية الجانبية على جميع سطح المروحة أو البيديمنت. والواقع أن آلية هذه العملية كما وصفها جونسون، كبيرة الشبه بآلية العمليات التي اقترحها ديفيز W. M. Davis، وسبق لنا ذكرها تحت عنوان «فعل الماء في الصحارى».

نظرية هوارد :

هوارد A. D. Howard هو الآخر، جيومورفولوجى أمريكى، يرى في التسوية الجانبية Lateral Planation العملية الرئيسية لتشكيل البيديمنتات. وقد تمكن هذا الباحث أن يقيم الدليل، ويظهر بنجاح واقعية النحر القاعدى (السفلى) الذى تمارسه المجارى المائية الناشئة فى الاكواع Knick (زوايا البيديمونت) التى تحيط بالمنحدرات الجبلية.

ويتخذ هوارد منحى جونسون فى محاولته البرهنة على أن النحت الجانبى بواسطة فيضانات الاودية والفيضانات الغطائية كليهما، بالاضافة الى الجداول والغسل الغطائى Sheet Wash (شكل من أشكال الجريان السطحى أقل حجما وقدرة من الفيضان الغطائى)، يؤدى الى الإتساع المستمر وتخفيض سطح البيديمونت.

ولعل الإضافة الجوهريّة فى دراسات هوارد، هى رأيه القائل بأن العمليات المؤدية الى تشكيل البيديمونت (الماء الجارى فى أشكال متنوعة)، وتراجع واجهة الجبل (التجوية ونقل المفتتات) مختلفة عن بعضها كل الاختلاف، لكن رغم هذا، فإنها تعمل مع بعضها فى تناسق وتآلف (شكل ٧٥). وتبعاً لذلك فهو يرى أن معدل تراجع



شكل (٧٥) العلاقة بين معدل تراجع واجهة الجبل ومعدل امتداد البيديمنت

منحدر الجبل، يساوى عادة معدل توسيع البيديمنت (فى أعلاها) بواسطة النحت الجانبى للماء الجارى.

وتبعاً لذلك، فإنه يندر أن نجد انحداراً مفرطاً شديد الوضوح للجزء الاسفل من واجهة الجبل بسبب تسوية سريعة شاذة لسطح البيديمنت. كما أننا لا نصادف عادة تراكمات ضخمة دائمة للمواد المفتتة عند قاعدة المنحدر الجبلى، حيث تحمى الصخر أسفلها، فى الوقت الذى فيه يستمر تراجع الجزء العلوى من المنحدر دون عائق وتبعاً لذلك ينشأ تناقص عام فى زاوية الانحدار.

ثانياً: النظريات المركبة

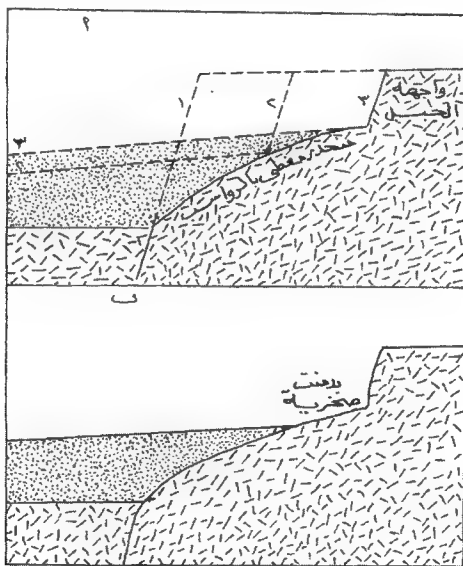
نظرية لوسون :

تقدم لوسون A. C. Lawson فى عام ١٩١٥ بنظريته، التى تعتبر إحدى النظريات الرائدة والمقنعة، لتفسير نشأة البيديمنت. وقد افترض لوسون من الوجهة النظرية، تراجع حافة انكسارية تتعرض للغزو تحت تأثير ظروف جافة. إن الحافة تتراجع

بواسطة التجوية من موقعها الاصلى، ويتراكم الفتات الصخرى عند حضيض الحافة،
مالم تكتسحه وتزيله المجارى المائية.

وبمرور الزمن، قد ينمو الفتات الصخرى، ويزحف باستمرار صعودا فوق وجه الحافة
المتراجعة، وتبعاً لذلك ينظم جزؤها السفلى، وينعزل عن تأثير التجوية. ويستمر الجزء
العلوى من الحافة وحده فى التراجع، وفى كل مرحلة من مراحل تراجعه يترك،
بطبيعة الحال، كمية أصغر من الفتات الصخرى، الذى ينتشر ويتوزع فوق سطح منحدر
الفتات الصخرى.

ويوضح الشكل (٧٦) هذه العملية، ومنه يتبين أن النتيجة الحتمية تكون تشكيل
منحدر صخرى محدب أسفل الفتات الصخرى المتراكم. ويكون الجزء الاسفل (وهو



شكل (٧٦) تكوين البيدمنتات حسيما يري لوسون

الأقدم) من هذا المنحدر أشد انحدارا من غيره، ويدانى فى درجة انحداره درجة انحدار الحافة العيبية الأصلية، بينما يكون جزؤه الأعلى (وهو الحدث) أكثر أجزائه سهولة فى الانحدار، بل انه يقارب جدا فى انحداره الهين انحدار غطاء الفتات الصخرى الموجود فوقه، وفى هذه الحالة، وعند هذا الحد، يصبح انحداره هينا جدا.

ويترتب على ازالة الطبقة العليا من الفتات الصخرى، أو عن طريق تعرية المواد المجواه ما يتسبب فى إنقاص زاوية الانحدار، أن ينكشف جزء المنحدر الصخرى الذى يجاور مباشرة حضيض الحافة.

ويعتقد لوسون أن هذه الاوضاع النظرية تتحقق فعلا فى صحارى الولايات المتحدة الامريكية. فكثير من واجهات الجبال هناك قد نشأت أصلا كحافات عيبية، أخذت، منذ ولادتها تتراجع بالتجوية أثناء أمد طويل. وتم نقل الفتات الصخرى المشتق من صخورها، بواسطة فيضانات الاودية والفيضانات الغطائية، الى الاحواض التركيبية المغلقة، حيث أرسب فيها. واستمرار الارساب والتراكم كان الفتات الصخرى يزحف فوق الحافات الأخذة فى التراجع. وتبعاً لذلك تنشأ المنحدرات الصخرية المحدبة أسفل الغطاء الرسوبى، وهى المنحدرات التى أسماها لوسون منحدرات أسفل الفتات الصخرى المحدبة Sub-Alluvial Convex Benches والتى تحقق الاستدلال على وجودها عند حفر العديد من الابار للحصول على المياه.

وقد أدت إزالة غطاء الفتات الصخرى أو تعريته فى كثير من الأماكن الى الكشف عن الاجزاء العليا من المنحدر المحدب، وبالتالي تشكيل البيديمنتات الصخرية المألوفة. وقد استمر عبور الفتات الصخرى الاتى من الجبال للبيديمنتات، وهذا هو السبب فى تغطية الرسوبيات لكثير من الاسطح البيديمنتية، كما وأن تعرية الماء قد أحدثت فيها تعديلا ثانويا، فأعطت لمقاطعها الجانبية الشكل المقعر الذى تتميز به.

والواقع انه من الممكن تطبيق نظرية لوسون على أنماط معلومة من البنيات الجيولوجية، وهى البنيات الكتلية الانكسارية، وفى مناطق تتميز بأن مستوى قاعدتها المحلى أخذ فى الارتفاع بسبب استمرار الاطماء والإرساب. ومع هذا فان بعضا من الباحث لم يقبل رأى لوسون القائل بأن انكشاف وظهور البيديمنت الصخرية يتم هكذا عن طريق الصدفة، ذلك أن ظاهرة البيديمنت كثيرة التشكيل فى ظروف المناخ الجاف لدرجة تجعل منها شكلا أرضيا عاديا شائعا.

وأهم من ذلك حقيقة أن البيديمنتات لا يقتصر وجودها وتكوينها على هوامش الاحواض المغلقة، او ما يماثلها من ظروف مورفولوجية تلائم استمرار بناء الرواسب المائية، لكنها تتشكل أيضا حيثما كان مستوى القاعدة المحلى ثابتا مستقرا، أو حتى أخذ

فى الانخفاض نتيجة لعمليات نحر للمجارى المائية. وكما أوضح كنج L.C.King (١٩٤٨)، ومع حق، أن هذا يمثل الوضع العادى الشائع فوق قسم كبير من أرض افريقيا، حيث لا تتشكل البيديمنتات عند أسافل الحافات العيبية أو الانكسارية، وانما أسفل جدران أودية المجارى المائية الآخذة فى التراجع.

وقد ميز بريان Bryan وماك كان Mc. Cann (١٩٣٦) فى وادى ريو بيركو Rio Puerco فى ولاية نيوميكسيكو بجنوب غرب الولايات المتحدة الامريكية، سلسلة من سهول التعرية Pediplains والبيديمنتات، نشأت وتطورت مرتبطة بمستوى قاعدة أخذ فى الانخفاض المتقطع غير المنتظم منذ عصر الإيوسين.

نظرية بنك :

هذه الشواهد وغيرها تقودها الى عرض نظرية ترددت فى كتابات الجيومورفولوجى الالمانى فالتر بنك W. Penck، وأحيائها وعززها كل من كنج L. C. King (١٩٤٨)، وجودة (١٩٧٢، ١٩٧٥).

ويرى هؤلاء الباحثين أن البيديمنت ما هى فى الواقع الا المنحدر القاعدى Basal Slope (عنصر المنحدر السفلى)، وتبعاً لذلك فقد نشأت ظاهرة البيديمنت عند أسفل منحدر شديد الانحدار يعانى من تراجع متوازى. فالبيديمنت حينئذ ما هى الا منحدر نقل، فوفه يتحرك الفتات الصخرى الذى تمت تجويته من المنحدر الشديد (الوجه المكشوف أو واجهة الجبل أو الحافة) فى طريقه الى المجرى المائى (كما فى دورة تشكيل سطح البيدى pediplanation)، أو الى منطقة الارساب مثل حوض البولسون Bolson.

ومظماً تتحدد شدة انحدار واجهة الجبل بواسطة زاوية استقرار الفتات الصخرى القابع فوقها، فإن انحدار البيديمنت يتقرر بحجم الفتات الصخرى الذى يلزم نقله عبرها. وقد سبق أن أشرنا بأن زوايا انحدار كل من المراوح الرسوبية والبيديمنتات الصخرية فى العادة متماثلة، وتصل الى سبع درجات. وتنشأ الاولى، بطبيعة الحال، عند زاوية الاستقرار القصوى للمواد الرسوبية، بينما تنشأ الثانية عند أدنى زاوية يتطلبها نقل المواد بواسطة الماء الجارى. وهذان النمطان من الزوايا متماثلان.

ومن الواضح انه لو كانت هذه النظرية صحيحة، وهذا ما نعتقد، فإن البيديمنتات تتشكل بهيئة مثالية فى الصخور التى تتأثر بالتفكك الكتلى والحيبى، مثال ذلك الصخور النارية. وإن التفكك الصخرى فى هيئة كتل يعطى الفرصة لنشوء منحدر جبلى شديد الانحدار يتصف بالتراجع المتوازى. كما أن استمرار تفكك الكتل، وهى فى موضعها،

وتحولها الى حبيبات، يجعل زاوية انحدار المنحدر القاعدى (وهو منحدر النقل والعبور) هينة جدا، ومن هنا يتضح التفاوت بين عنصرى المنحدر الرئيسى (عنصر الحافة أو واجهة الجبل أو الوجه المكشوف وعنصر المنحدر القاعدى) وقطع الانحدار فيما بينهما.

ولعله من المناسب هنا أن نذكر أن بالشين وياى Balchin and Pye فى وصفهما لصحارى ولايتى أريزونا وكاليفورنيا، قد أشارا إلى الإرتباط الوثيق بين واجهات الجبال الشديدة الانحدار والبيديمنتات والصخور الجرانيتية وصخور النيس وغيرها من الصخور البلورية.

ونحن نرى فى نظرية بنك كثيرا من المزايا. فهى تقبل التجوية وعمليات التجوية باعتبارها المسئولة عن تراجع المنحدر وتكوين البيديمنت كليهما، فضلا عن ذلك فإنها لاتهمل فضل التعرية المائية. وتعزو النظرية نقل حبيبات الفتات الصخور الدقيقة عبر سطح البيديمنت الى فعل الماء الجارى وحده. وطبيعى أن يكون لهذا الماء الجارى، المحمل أحيانا بمعاول النحت من الرمال والحصى، تأثير تحاى. وتشهد بذلك دلائل عدة، تتمثل فى قطاع البيديمنت المقعر، وما يعثور سطحها أحيانا من خنادق، ونحر وتقويض قواعد المنحدر فى خلجان البيديمنت (مخارج الاودية الى سطح البيديمنت).

وخلاصة القول، فإن البيديمنت الصخرية، رغم أنها أصلا ناشئة كمنحدر نقل، فإنها أيضا تحمل خصائص منحدر تعرية مائية: بالنحت الرأسى، وبالنحت الجانبي كليهما.

ومن بين الميزات الاخرى التى تنفرد بها نظرية الفلتر بنك، إمكانية تطبيقها على حالات كثيرة ومتنوعة تختص بتباين البنية ومستوى القاعدة والمناخ. وتبعاً لذلك تنشأ المنحدرات القاعدية عند حضيض الحافات البنيوية، مثلما تنشأ أسفل منحدرات تشكلت بفعل التعرية المائية. ولعل مستوى القاعدة المستقل هو الممثل لأنسب الظروف لتشكل البيديمنت، لكن قد يتسبب مستوى القاعدة الآخذ فى الارتفاع فى تعديل عملية التشكيل، مؤديا الى انطمار البيديمنت ودفنها فى الرواسب، ولربما يعاد الكشف عنها لازالة الغطاء الرسوبى من فوقها فى مرحلة لاحقة.

ويتسبب انخفاض مستوى القاعدة فى تشكيل بيديمنت جديدة على مستوى أدنى، كما ينجم عنه تجديد شباب البيديمنتات القديمة. هذا ويؤكد وجود البيديمنتات فى الاراضى الجافة، وفى مناطق السفانا، ولربما فى مناخات أخرى متنوعة، على حقيقة أن عملية تشكيل البيديمنت قد تكون منفصلة، بل نرجح أن تكون، عملية تشكيل منحدر، أى منحدر، تقوم بعملها فى بيئات متباينة، منشئة لمنحدرات قاعدية (سفلى) مقعرة، التى تعتبر ظاهرة مثالية لقطاعات منحدرات كاملة النمو.

ومهما يكن من أمر. فإنه بسبب تفرد عمليات النجوية والنقل العاملة في أراضي المناخات الجافة بطبيعة خاصة، قد حدث تزايد في تأكيد التفاوت بين المنحدر القاعدى الهين، والواجهة الجبلية التى تنهض من فوقه. وتبعاً لذلك فقد حظيت ظاهرة البيديمنت الصخرية فى الجهات الصحراوية بهذا القدر الكبير من الاهتمام، وأثارت كل هذه الكثرة من الجدل والنقاش.

الفصل السابع

التعرية البحرية
وجيومورفولوجية السواحل

التعرية البحرية

تتميز التعرية البحرية عن غيرها من أنماط التعرية بخصائص يمكن تلخيصها في النقاط التالية :

١- يتركز فعل البحر في نطاقات معلومة محدودة . ذلك أن امتداد خط الساحل يقرر المساحة التي تطولها الأمواج وتؤثر فيها، ومن ثم فكلما ازداد تسنن الساحل، زاد طوله، وبالتالي ازداد مجال فعل الأمواج . كما أن تأثير الأمواج رأسيًا محدود أيضًا، فهو لا يزيد كثيرًا عن أقصى ارتفاع تصله مياه المد العالي، كما أنه محدود العمق عن أدنى حد تبلغه مياه الجزر الواطئ.

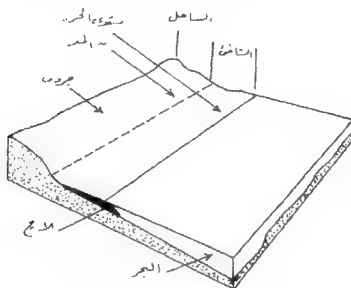
٢- الاشكال التي تنشأها التعرية البحرية سريعة التغير نسبيًا. فمعظم البلاجات والشواطئ لا تبقى على حالها إلا مدة قصيرة، ذلك أن تذبذب حركة المد والجزر، والرياح، والأمواج التي تنشأها وتشكلها، ما تلثب أن تهدمها أو تعدل من شكلها. كذلك الجروف، يصيبها التساقط والانزلاق وبالتالي التغير الشديد، خصوصًا إذا كانت مكونة من صخور هشة مفككة . ويعتبر تراجع الجروف وتآكل السواحل من الأمور الخطيرة التي تهم الأقطار الساحلية، خصوصًا إذا ما كانت تلك النطاقات منتجة ومعمورة . ورغم أن عملية تكوين الألسنة والخطاطيف والحواجز والشطوط يتم ببطء نسبيًا، لا ترى ولا تحس كانهيار الجروف وتآكل السواحل، فأنها تتم في عدة عقود قد لا تزيد كثيرًا على قرن واحد من الزمان .

٣- يتلقى نطاق الساحل نتاج التعرية البحرية من الرواسب كما ترد إليه رواسب عوامل التعرية الأخرى، كالرواسب النهرية والجليدية والهوائية، لذلك نجد في النطاقات الساحلية توازنًا بين أشكال النحت والارساب، وهذا ما نفقده في الداخل القارى الذى يتأثر بعوامل التعرية الأخرى .

٤- لا يتم تشكيل الجروف وتراجعها بواسطة التعرية البحرية وحدها . صحيح أن التعرية البحرية تنحدر وتنفوس أسافل الجروف التي تكون في متناول فعل الأمواج مما يعين على انهيار الجزء العلوى، لكن درجة التقويض البحرى عند قواعد الجروف قد تكون أقل حدة من تعرية الجروف ككل بواسطة عوامل التعرية الأخرى .

٥- عمليات التعرية البحرية منظورة . وهى نشطة بعملها بسرعة تناسب إمكانيات الدارس الذى يرغب فى ملاحظتها وقياسها . فمن السهل دراسة فعل الأمواج المتكسرة الهدامة، وتلك المتهادية البناءة، وملاحظة حركة المواد من الحصى البحرى والرمال وهى تتحرك فوق سطح الشاطئ صعدًا نحو اليابس ونزلاً تجاه البحر، وعلى امتداد الشاطئ مع تيار الدفع الناشئ من طبيعة حركة الأمواج .

وقبل ان ندخل في تفاصيل الدراسة الجيومورفولوجية للسواحل، يحسن بنا أن نحدد معاني بعض المفاهيم الخاصة بها. فكلمة ساحل Coast تدل على نطاق اتصال اليابس بالبحر، بينما يشمل الشاطئ Shore المساحة الواقعة بين حضيض الجروف البحرية (وهي الحوائط الصخرية المشرفة على البحر) وأدنى مستوى تصله مياه الجزر. وإذا حدث وكان الساحل سهليا يخلو من الجروف فان تعبير الشاطئ يطلق حينئذ على المساحة المحصورة بين أعلى حد تصله أمواج العواصف وبين أدنى منسوب تصله مياه الجزر. أما البلاج Beach فيتألف من رواسب الرمال والحصى فوق الشاطئ. ويمكن تعيين خط الساحل Coastline إما بخط الجرف البحري أو الخط الذي تصل إليه أعلى أمواج العواصف. وينقسم الشاطئ الى نطاقين : الشاطئ الامامى Fore-shore ويمتد من أدنى منسوب لمياه الجزر الى أعلى منسوب تصله موجة المد، والشاطئ الخلفى Back-shore ويمتد من أعلى منسوب تصله موجة المد الى خط الساحل.



شكل (٧٧) الساحل والشاطئ والبلاج

العوامل التي تؤثر في تشكيل السواحل :

يتوقف شكل الساحل على تفاعل عدد من العوامل نجملها فيما يلي :

أولاً : فعل الامواج وحركة المد والجزر والتيارات البحرية. وهي جميعا تقوم بوظائف النحت والنقل والارساب في المناطق الساحلية.

ثانياً : طبيعة الساحل أو هامش اليابس الذي يتعرض لفعل تلك العمليات البحرية. هل هو مرتفع شديد الانحدار، أو منخفض هين الانحدار؟ هل هو مستقيم أو مسنن؟ يضاف الى ذلك خصائص تكوينه الصخري ودرجة مقاومة صخوره للتعرية، ومدى التجانس أو التفاوت في تركيبها.

ثالثاً : التغيرات التى انتابت وتنتاب المستوى النسبى لليابس والماء، والتى تعرف أحيانا بالتغيرات الموجبة والسالبة بحسب نتائجها فى رفع أو خفض مستوى البحر بالنسبة للساحل.

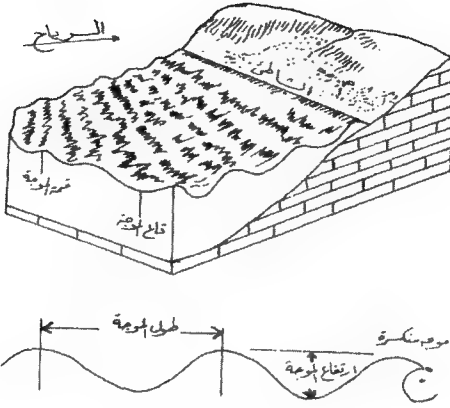
أولاً: فعل الأمواج وحركة المد والجزر والتيارات البحرية : **(أ) فعل الأمواج :**

تنشأ الأمواج عادة من هبوب الرياح والعواصف فمعظم الأمواج ناتجة من تأثير احتكاك الرياح بسطح المياه، غير أن الأمواج قد تنشأ بتأثير حركات المد والجزر، كما تنشأ من تأثير الزلازل والثوران البركانى فى قاع المحيط. ولكل موجة ارتفاع يقاس من قاعها Trough الى قممتها Crest ، ولها طول Length يعبر عنه بالمسافة بين قممتها وقمة الموجة التالية لها. أما مدة الموجة Wave Period فيقصد بها الفترة الزمنية بين لحظتى مرور قممتين متتاليتين بنقطة معينة.

وجدير بالذكر أن كتلة المياه لا تتحرك ولا تنتقل مع الموجة، ولكن الذى ينتقل هو الطاقة الدافعة. فجزيرات الماء تتحرك فى مسار دائرى أو ببضاوى يتعامد على خط مرور الموجة ثم تعود قريباً جداً من مكانها الاصلى. ولو تحركت كتل الماء مع الأمواج بالفعل لاصبحت الملاحة البحرية مستحيلة، ولتعذرت السكنى بجوار السواحل البحرية. ويمكن تمثيل حركة الموجة بقطعة من الفلين تطفو فوق مياه متموجة، فانها تعلق وتنخفض مع الموج ولكنك لا تكاد تغير موضعها ما لم تجرفها بالفعل رياح أو تيار مائى. وشبيه بذلك نمايل سنابل القمح وتموجها مع الريح.

وتنشأ أعظم الأمواج فى المحيطات لاتساع مجالها الذى يعبر عنه بطول الامتداد Length Fetch، وهو المسافة الى تقطعها الأمواج مدفوعة برياح دائمة الهبوب فى اتجاه واحد دون أن يعترضها عائق، وكلما كبر امتداد الأمواج Fetch كلما ازداد طولها Length وارتفاعها Height. وأطول موجة محيطية جرى قياسها وصل الى ١١٣٠ م (بين قممتين متتاليتين). وأعظم ارتفاع وصلته وصل الى ٢٢ م، قام بتسجيله جهاز آلى أثناء عاصفة هاريكين فى غرب المحيط الاطلسى فى عام ١٩٦١. وحينما تصل الأمواج الى مياه ضحلة يشتد انحدار قممها وتتجمع ثم تنكسر، وهى التى تعرف بالأمواج المنكسرة breakers (شكل ٧٨)، ومن ثم تندفع كتل المياه فوق الشاطئ، ثم ترتد ثانية صوب البحر. ويقابل احتشاد المياه على الشاطئ حركة للمياه مضادة فى هيئة تيار رجعى (تعويض) نحو البحر. ويشعر المستحم فى هذه الحالة بمثل هذا السحب الخطير.

وتدفع الرياح الأمواج نحو الشاطئ، ويتقرر مدى ارتفاعها وطاقتها بقوة الرياح التى



شكل (٧٨) الامواج البحرية

تسوقها ويطول الامتداد. ولهذا فان موقع خط الساحل بالنسبة لاتجاه الرياح ولعرض البحر يعتبر من أهم العوامل التي تؤثر في تشكيله وبخاصة موقعه بالنسبة لاتجاه أقصى طول امتداد، ومن ثم لا عظم الامواج وهي الامواج الأقدر على القيام بعمليات التعرية.

ولأمواج العواصف أهمية خاصة، وهي التي تحركها رياح في قوة الاعصار أو العاصفة تهب فوق مسطح مائي عظيم. فمثل هذه الامواج العاتية قد يعادل تأثيرها في تشكيل السواحل في يوم واحد ما تستطيع الامواج السائدة العادية فعله فيها أثناء عدة اسابيع. وتتسابق هذه الامواج وتتلاحق بسرعة وبمعدل يتراوح بين ١٢ - ١٤ موجة في الدقيقة الواحدة، ونظرا لارتفاعها ترتفع قممها وتتساقط كتل المياه من فوقها على طول جبهتها الزاحفة وتغوص فجأة بهدير شديد، فيزداد عنفوان السحب وارتداد المياه التي تنحت أرض الشاطئ وتجرف معها مواده نحو البحر. ولهذا فهي تعرف بأمواج الهدم (النحت) destructive.

أما الامواج المتوسطة القوة التي تنهدى نحو الساحل بمعدل يتراوح بين ٦ - ٨ موجة كل دقيقة، فانها تنسم بقوة دافعة فعالة نحو الساحل تفوق قوة السحب وارتداد المياه التي يعرقلها احتكاكها بالقاع وامتصاص رواسب الشاطئ لجزء من تلك المياه المرتدة.

ولهذا فإن مقدار ماندفعه من الحصى نحو الساحل يزيد على مقدار ما تجرفه معها نحو البحر، ولذا تسمى بأمواج البناء (الارساب) Constructive. ويقدر مقدار الضغط الذى تمارسه أمواج المحيط الاطلسي فى فصل الشتاء على الشاطئ الغربى لأيرلندا بنحو أربعة أطنان للمتر المربع. ويشد الضغط فيبلغ ثلاثة أمثال هذ القدر فى حالة الامواج العاصفة. ويعظم تأثير الامواج العاصفة على خط الساحل حين تشد من أزرها أمواج المد العالى، فيصل فعلها حينئذ الى واجهة الجروف البحرية.

ومن الامواج العاتية ما يعرف بالامواج الزلزالية أو التسونامية Tsunami . وهى تنشأ نتيجة للهزات الزلزالية التى تصيب الاخاديد والاحواض فى القاع المحيطى العميق ففى أخاديد أنكاما وألوشيان واليابان تحدث الزلازل التى تثير أمواجا عنيفة ترتطم بالسواحل فتسبب الكثير من الهدم والتخريب. وتحمل هذه الاخاديد وأمثالها مواضع ضعيفة غير ثابتة يصيبها الاختلال والاضطراب مما يولد الكثير من الزلازل التى تسبب الامواج الثائرة العظيمة.

وتعمل الامواج كعامل نحت بطرق متعددة فالفعل الهيدروليكي Hydraulic لكلل المياه ذاتها له تأثير مباشر على تحطيم الصخور حينما تصطدم بها. وينضغط الهواء الموجود فى الشقوق والشروخ والفواصل التى تكتنف واجهة الجرف بشدة نتيجة لدفع المياه، وحينما ترتد الموجة يتمدد الهواء فى الشقوق فجأة فيؤدى ذلك الى تأثير انفجارى عنيف. وحينما تتوالى عملية انضغاط الهواء وتمدده، فان أحجام تلك التراكيب الصخرية الثانوية تكبر، ويؤدى هذا فى النهاية الى تحطيم الصخر وتآكل الجرف. وتسرع تلك العملية اذا كان الصخر يحتوى على كثير من تلك الفواصل والشروخ.

وأهم من هذا وأكثر قدرة الفعل التحاتى Corrasive الذى تمارسه كتل الحطام الصخرى حين تصطدم بأسافل الجروف فمثل هذا التقويض السفلى ينشئ جروفا معلقة فيها تؤثر عوامل التجوية كفعل الصقيع وماء المطر، ويتوقف ذلك على طبيعة الصخور المكونة لها كما سنشير فيما بعد.

وتتصادم مكونات هذا الحطام الصخرى ببعضها Attrition كما تصطدم بالجروف. ويحدث التصادم باستمرار سواء حين تدفعها مياه البحر. وتبعاً لذلك تتآكل مكونات الحطام الصخرى نفسها. إذ ينحت بعضها بعضا نتيجة لاحتكاكها ببعضها. ويقع حصى الشواطئ تحت تأثير خضخضة وسحق عنيف مستمر أثناء هبوب الرياح القوية التى تثيرها الامواج العاتية.

ويبقى بعد ذلك أن نشير الى التأثير الكيماوى الذى تمارسه مياه الامواج فى صخور الشواطئ خاصة منها الصخور الكربونية، وسنشير الى ذلك بشئ من التفصيل فيما بعد.

ومن هذا نرى أن العمل التحتاني للامواج من أربعة أنماط : الفعل الهيدروليكي Hydraulic Action، والنحت Corrasion، والاحتكاك Attrition ثم الأذابة Solution، وهو يماثل بذلك العمل التحتاني للمياه الجارية (الانهار).

ب) المد والجزر:

يتحرك سطح البحر بين ارتفاع وانخفاض مرة كل نصف يوم تقريبا، هذه الحركة تبدو واضحة على الخصوص بجوار الساحل. ويعرف أقصى ارتفاع يبلغه سطح البحر بالمد، وأدنى انخفاض باسم الجزر.

ويقدر مدى الحركة بالمسافة الرأسية بين مستوى المياه في أقصى المد ومستواها في أدنى الجزر. وتتسبب ظاهرة المد والجزر عن قوى جذب القمر والشمس للمياه. فالمياه بطبيعتها تستجيب لقوى جذب الاجرام السماوية البعيد منها والقريب. ولكن جذب النجوم - نظرا لبعدها الشاسع عن المسطحات المائية على الارض - ضئيل جدا لا يكاد يتأثر به سطح البحر. وتأثير القمر في إحداث المد أقوى من تأثير الشمس لان الشمس بعيدة هي الاخرى عن الارض، أما القمر فقريب منها نسبيا، ولهذا نجد أن تأثير الشمس يقتصر على تقوية تأثير القمر أو إضعافه.

وتستجيب مياه البحار والمحيطات جميعا للقوى التي تحدث المد والجزر، سواء منها العميق أو الضحل. فكل قطرة من ماء المحيط من قاعه الى سطحه تتأثر بتلك القوى، وهي بهذا تختلف كل الاختلاف عن قوى الامواج. فالامواج التي تحدثها الرياح رغم شدتها لا يتعدى تأثيرها المستويات المائية الى عمق لا يزيد كثيرا عن مائة قامة بحرية. ففي مضيق مسينا Messina حيث تتقابل تيارات مدية تنشأ عنها دوامات مائية تحرك مياه المضيق جميعا من قاعه الى سطحه، وتقذف الى البر بالاسماك والكائنات التي تعيش في الاعماق. والكتل المائية التي تحركها تيارات المد غاية في الضخامة، وليس أدل على ذلك من أن تيار المد يجلب الى خليج فندي Fundy كتلا من المياه تقدر بحوال ١٠٠ مليون طن مرتين في اليوم الواحد.

ويحدث أعلى مد وهو المعروف بالمد العالي Spring tide مرتين كل شهر، مرة حينما يكون القمر في المحاق، أى حينما يكون القمر مجرد خط فضي في السماء، وحينئذ يكون جذب القمر والشمس للماء في اتجاه واحد، والمرة الثانية حينما يكون القمر بدرا، وحينئذ يكون جذب القمر والشمس للماء في اتجاهين متقابلين. وفي كلتا الحالتين تكون الشمس والقمر والارض على استقامة واحدة، وبذلك يتعاون جذب كلا الجرمين السماويين في جذب ورفع المياه عاليا على الشواطئ، ودفعها لترتطم بالصخور وتملأ المرافئ.

ويضعف المد مرتين في الشهر العربي : الاولى في الاسبوع الاول والثانية في الاسبوع الثالث، وذلك حينما يكون القمر والشمس في اتجاهين متعاكسين. ويسمى المد في كلتا الحالتين بالمد المنخفض. وهناك عدة عوامل تتدخل لتجعل حركة المد أكثر تعقيدا مما يظهر، فتأثير الشمس والقمر في تغير مستمر تبعاً لتباين أوجه القمر، ولاختلاف بعد القمر والشمس عن الأرض، كذلك لتفاوت موقع كل منهما إلى الشمال أو إلى الجنوب من الدائرة الاستوائية.

ويتباين مدى ارتفاع المد وتباينا كبيرا في مختلف جهات العالم، فقد يعلو ويرتفع في جهة ما إلى حد كبير، بينما يضمحل ولا يكاد يحس به أحد في بقعة أخرى قد لا تبعد عن الاولى كثيرا. وأقصى ارتفاع يبلغه المد في العالم يحدث في خليج فندي Fundi، إذ يرتفع المد العالي عند رأس هذا الخليج في مياه حوض ميناس Minas بمقدار ١٥ م. وفي جهات أخرى ترتفع المياه وتنخفض في هدوء، ولا يزيد فيها الفرق بين المد والجزر عن قدم واحد (نحو ٣٠,٥ سم) ومنها البحر المتوسط.

وقد تمارس تيارات المد والجزر تأثيرا تحاتيا قويا. فهي ذات أهمية واضحة في تكوين قنوات سفلى بل سطوح تعرية هينة الانحدار فوق قاع الرف القارى، وحين تحتشد مياه المد في الخلجان الضحلة الضيقة فانها تلاطم صخور سواحلها وتمارس فعلها كعامل نحت ونقل وارساب. فتتأثر المد الذي يسير بسرعة ٨ كم في الساعة أمام لسان هرست كاسيل Hurst Castle على ساحل هامبشير Hampshire يستطيع جرف الحصى حتى عمق يصل إلى نحو ٢٢ قامة بحرية.

ج) التيارات البحرية :

هناك ثلاثة عوامل رئيسية تتسبب في تحريك المياه السطحية للبحار والمحيطات في صورة تيارات مائية نجملها فيمايلي :

١- **الرياح الدائمة** : ويتناول تأثيرها مساحات واسعة من المسطحات المائية، وخاصة الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية التي تهب صوب خط الاستواء من الشمال إلى الجنوب. فهي تقوم بالدور الرئيسي في دفع المياه الاستوائية نحو أمريكا الوسطى حيث يخرج تيار الخليج الدافئ الذي يعبر المحيط الأطلسي إلى غرب أوربا وشمالها الغربي.

٢- **القوى الأرشيميدية** : وتنشأ من تغيرات داخلية تحدث في كتل المياه وتسبب التفاوت في درجة كثافتها. وترجع هذه التغيرات إلى عاملَي التمدد والانكماش في المياه نتيجة لتعرضها للحرارة والبرودة. وقد ترجع أيضا إلى ازدياد في ملوحة المياه نتيجة للتبخير الشديد في المياه السطحية مثل ما يحدث في الجهات المدارية، أو قد يعزى إلى

نقص في درجة الملوحة نتيجة لتدفق كميات عظيمة من المياه العذبة الناشئة عن ذوبان الجليد أو هطول الامطار الغزيرة .

ولا شك في تأثيرات هذه القوى خاصة في إحداث التباين والتغير الأفقى والرأسى فى الاحواض المحيطية الكبيرة . وقد ظهر من الدراسات التى قامت بها البعثات الكشفية فى المحيطين الاطلسى والجنوبى حقيقة هامة ، وهى أن التساقط الغزير فى هيئة مطر أو ثلج ، وكذلك ذوبان مياه المحيط الجنوبى يمتد عبر خط الاستواء الى نصف الكرة الشمالى ، وهذا مثال يعطينا فكرة عن أهمية تلك القوى الأرضية وأثرها فى تحريك المياه فى صورة تيارات بحرية .

٣- دوران الأرض حول نفسها : وهو يولد قوة انحرافية تعرف بقوة كوريولى Corioli . وهى تؤثر فى الغلاف الجوى كما تؤثر فى المسطحات المائية . وهى ليست سببا فى الحركة الداخلية للمياه . وانما هى تسبب انحرافها . فالمياه حين تتحرك فى أى اتجاه تنحرف نحو اليمين فى نصف الكرة الشمالى والى اليسار فى نصفها الجنوبى ، وفضلا عن قوة كوريولى تسهم أشكال السواحل وامتداداتها فى التأثير على اتجاه مسار التيارات البحرية .

والتيارات البحرية بطيئة الحركة . وهى وإن كانت عظيمة الاثر من الوجهة المناخية إلا إنها لا تقوم الا بنصيب محدود فى تشكيل السواحل ، فالتيارات الساحلية تحمل المواد الناعمة التى تصادفها فى طريقها بجوار الشواطئ ، وتنقلها الى حيث ترسبها فى منطقة شاطئية أخرى ، ولهذه العملية أهميتها فى بعض الشواطئ ، اذ انها تزيد من إنتاج تعرية الامواج ، وتكشف أسافل الجروف التى تتعرض من جديد لغزو الامواج .

ثانياً : طبيعة السواحل

يتوقف مدى استجابة السواحل لتأثير التعرية البحرية على عدة أمور : منها ما يختص بطبيعة الصخور المكونة لها وصلابتها ومقدار ما بها من شروخ وفواصل ومدى قابليتها للتأثر بالتجوية الكيميائية ، ومنها ما يختص بالتفاوت فى ارتفاع الجروف البحرية نظرا لأنه كلما ارتفع الجرف كلما ازدادت كمية المواد التى يمكن نحتها لتسبب تراجعاً معلوماً للساحل ، وأخيراً توجيه الساحل بالنسبة للامواج السائدة ودرجة تسننه ثم طبيعة قطاع الشاطئ .

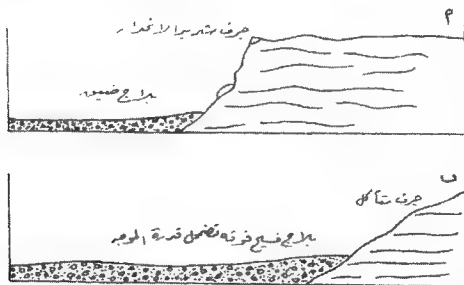
أ) صلابة الصخور :

وتعتبر صلابة صخور الساحل ومقدار ما بهامن فواصل وشروخ من أهم الامور التى تؤثر فى عمل التعرية البحرية . فكلما اشتدت صلابة الصخر وقلت نسبة الفواصل فيه

كلما ضعف تأثير التعرية في الساحل. ويعظم فعل التعرية البحرية في الصخور الهشة اللينة. مثال ذلك الساحل الشرقي لانجلترا الذي يتركب في معظمه من رواسب تنتمي لعصرى البلايوسين والبلايوسين، فهو يستسلم لفعل الامواج بسهولة، وتتركب سواحل سسيكس Sussex وهامبشير Hampshire من صخور ايوسينية وأوليغوسينية وبلايوسينية لينة تستجيب بسرعة لتأثير التعرية البحرية. وسرعة فعل التعرية في الصخور الهشة تنذر بالخطر إذ أن هذه السواحل تتراجع سنويا بمعدل يتراوح بين ٢ - ٣ م، بل أمكن تسجيل تراجع في بعض الاجزاء يتراوح بين ٤ - ٦ م في السنة.

ولعل أسرع السواحل تآكلا ساحل جزيرة كراكاتاوا التي تقع بين جزيرتي سومطرة وجاوة. فقد تراجعت الجروف التي تتركب من الرماد البركاني ١,٦ م في الفترة بين عامي ١٨٨٣ - ١٩٢٨، وتبين أن الساحل يتراجع في بعض المناطق بمعدل ٣٠ متراً كل عام. وتعاني الدلتا المصرية في السنين الاخيرة من تآكل ساحلها الشمالي، وتبذل الهيئات المختصة جهوداً كبيرة في سبيل تثبيته عن طريق بناء محطات الامواج والحواجز الخرسانية.

ولكى تستمر التعرية في عملها بالمعدلات المشار اليها ينبغي على البحر أن يكتسح المواد التي تتآكل من الجروف، والا فانها تتراكم مكونة لشواطئ فسيحة وألسنة وحواجز رسوبية تعمل جميعا على تبديد طاقة الامواج، وتمنع ولو مؤقتا غزو الامواج لقواعد الجروف، وتعمل التيارات البحرية الشاطئية على تحريك المواد المنحوتة وإبعادها، ومثل



شكل (٧٩) جروف ساحلية في صخور لينة

(أ) تعرية بحرية نشيطة .

(ب) تعرية بحرية غير نشيطة .

هذه التيارات تدفع بالمواد في حالة انجلترا من الشمال الى الجنوب على ساحلها الشرقي، ومن الغرب الى الشرق على ساحلها الجنوبي. وفي حالة الدلتا المصرية يدفع تيار البحر المتوسط الغربي رواسبها أمامه شرقا ليرسبها على الشاطئ الفلسطيني.

ويمكن التعرف على ما اذا كانت التعرية ما تزال دائمة نشيطة في الجرف أم لا عن طريق دراسة القطاع العرضي للجرف: فتمكن مشاهدة آثار النحر عند قاعدة الجرف الذي ما يزال يعاني من التعرية، كما تحمل أعاليه شواهد لعمليات الانزلاق والانهيال النشيطة لمواده الهشة، بينما تتآكل أعالي الجروف وتنمو عليها النباتات اذا توقفت أو ضعفت فيها عمليات التعرية (شكل ٧٩).

ويمكن القول عامة أن التعرية تكون عظيمة النشاط في الجروف اللينة الصخور في البداية، ثم تضمحل بالتدريج حتى تتوقف تماما، ما لم يكتسح البحر المواد الصخرية التي انزعت من الجرف بعيدا حتى لا يعرقل فعل الامواج عند حضيضه.

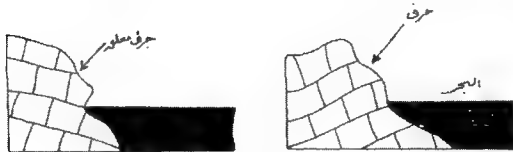
أما تعرية الصخور الصلبة: فتختلف عن ذلك كثيرا. فهنا نجد للفواصل والشروخ أهمية كبيرة، فهي تسمح بنفاذ فعل البحر، كما تؤثر على تفاصيل شكل الجرف والرصيف الصخري التحتاني الموجود أمامه. وتتسع الفواصل والشروخ بفعل التأثيرات التحتاني للمواد الصخرية التي تتداخل فيها بدفع الامواج، ويسبب الضغوط التي تولدها قوة الموج حينما يتكسر على الجروف. وقد تكبر الفواصل وتتحول الى مداخل ضيقة وعميقة. وقد تتسع الشروخ والكسور بفعل البحر وتتحول الى كهوف بل الى أنفاق خلال الرؤوس الارضية الضيقة. ويشاهد مثلها عند تتناجل Tentagel في شمال كورنول. والنتيجة النهائية لفعل التعرية البحرية على طول الفواصل وسطوح الضعف الصخرية الاخرى هي تكوين المسلات البحرية. وسيرد ذكر ذلك كله تفصيلا فيما بعد.

ب) الفواصل والميل الطبقي؛

ونمط توزيع الفواصل له أهمية كبيرة في التحكم في طبيعة القطاع الجانبي للجرف. فحينما تميل الطبقات نحو البحر، فان الكتل الصخرية تنكسر عند سطوح الفواصل بزوايا قائمة على سطوح الانفصال الطبقي، ولهذا يسود ميل الطبقات قطاع الجرف. وحيثما كانت الطبقات رأسية أو أفقية أو تميل صوب اليايس، فان كتل الصخر لا تستطيع التكسر عند سطوح الفواصل وتنزل على سطوح الانفصال الطبقي، ومن ثم فان الجروف تميل الى الوقوف في وضع قائم أو قريب منه.

وتنشأ أشكال مهمة أيضا حينما تتركب الجروف من صخور متفاوتة الصلابة، خصوصا اذا ما ارتكزت صخور صلبة مقاومة على صخور لينة هشة. فقد يساعد ذلك على حدوث انهيارات أرضية واسعة النطاق، نتيجة لسرعة تآكل الطبقات الهشة السفلى

بفعل الامواج، وانزلاق الكتل الصخرية الصلبة وانهيارها من فوقها. وهناك أمثلة عديدة لذلك فى سواحل جنوب انجلترا.



شكل (٨٠) تأثر انحدار الجرف باتجاه ميل الطبقات

ج) الفعل الكيميائى فى الصخور الكربونية :

هذا وينبغى أن لانهمل أثر الفعل الكيميائى فى الصخور الجيرية وغيرها من الصخور التى تقبل الاذابة أو الكرىنة التى تدخل فى تركيب الجروف والشواطئ، ووجه الصعوبة فى هذا الشأن يتمثل فى أن البحر فى كثير من جهاته يبدو مشبعاً بـكربونات الكالسيوم. ومع هذا فلا يمكن إنكار أثر الاذابة وخلقها لاشكال خاصة مميزة. ولهذا فقد اقترح البعض لتفسير ذلك أن المياه العذبة التى ترشح من اليابس عند منسوب البحر هى المسئولة عن إذابة مثل هذه الصخور الجيرية، وعلى الرغم من احتمال هذا التفسير إلا أنه لا ينطبق على السواحل فى المناطق الجافة وشبه الجافة التى يبدو فيها أثر الاذابة واضحاً أيضاً، ومنها سواحل البحر الاحمر.

ولهذا كان من الضرورى البحث عن أسباب أخرى لتفسير عملية الاذابة الكيميائية نذكر من بينها التفاوت اليومي فيما تحويه المياه الشاطئية من ثاني اكسيد الكربون. فنظراً لأن مقدرة المياه على اذابة ثاني اكسيد الكربون تزداد بتناقص الحرارة، فان برودة مياه البحر أثناء الليل تؤدي الى زيادة حامضية المياه، وتبعاً لذلك تزداد من قدرتها على اذابة الصخور الجيرية.

ويحدث الاختلاف لما تحويه المياه من ثاني اكسيد الكربون لسبب آخر، ألا وهو نشاط الكائنات البحرية النباتية. فهى تمتص هذا الغاز من ماء البحر أثناء النهار لتقوم بعملية التمثيل الخضرى. ويؤدى نقصه فى المياه حينئذ الى ارساب جزيئات دقيقة من كربونات الكالسيوم، وهذه المواد الراسبة تزيحها الامواج أثناء حركتها. وفى الليل تخرج النباتات ثاني اكسيد الكربون الذى يؤدى الى زيادة حامضية مياه البحر، وهذه تعمل بدورها على كرىنة الصخور الشاطئية بالاضافة الى ما قد تذيبه من المواد الجيرية التى تم ارسابها أثناء النهار.

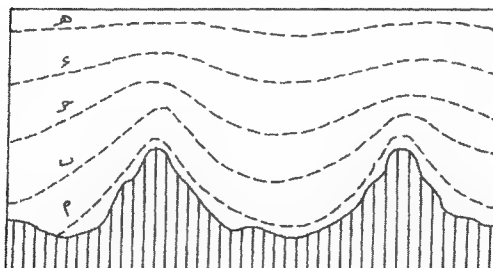
ويستطيع الفعل الكيميائي لمياه البحر أن يؤثر أيضا في بعض المعادن التي تدخل في تركيب صخور السواحل، ومن ثم يعمل على سرعة تفككها وتحللها. فقد وجد أن معادن الفلسبار الارثوكلاسي والهورنبلند وكذلك صخور البازلت والابوسيديان تتحلل في المياه المالحة بسرعة تتراوح بين ٣ - ١٤ مرة قدر سرعة تحللها في المياه العذبة.

(د) التفاوت في ارتفاع الجروف :

ولارتفاع الجروف أثره الكبير في درجة تأكلها وتراجعها نحو اليابس، فالجروف القليلة الارتفاع تتراجع بسرعة تفوق سرعة تراجع الجروف الأكثر ارتفاعا، هذا إذا تساوت وبماثلت معدلات التعرية البحرية وطبيعة الجروف وتركيبها الصخري. ذلك أنه حين تحدث التعرية البحرية قطاعا معلوما في الجرف فإن كمية مواده التي تنهار على الشاطئ لا بد وأن تتناسب مع ارتفاع الجرف، ففي الشكل (١٣٠) نجد أن كمية الحطام الصخري التي تتساقط مع قطع الجرف أ ب ج د لا بد وأن تكون أقل حجما من كمية المواد التي تنهار من قطع الجرف أ ب هـ و (وهو الجرف المرتفع).



شكل (٨١) تأثير ارتفاع الجرف في سرعة تراجعها

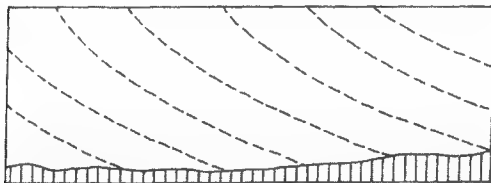


شكل (٨٢) تأثير التآكل على الأمواج المتقدمة نحو الشاطئ

ويتراكم الحطام الصخري المنهار عند حضيض الجرف فيحميه من فعل البحر، ولكي تمارس التعرية البحرية عملها في حضيض الجرف من جديد لا بد لها أن تفتت الحطام الصخري الذى انهار وتحوله الى حبيبات ذات أحجام معينة تستطيع تحريكها وازاحتها من حضيض الجرف. ولا شك أنها تنجز عملها هذا فى حالة الجرف المرتفع فى زمن أطول منه فى حالة الجرف المنخفض.

هـ) توجيه الساحل :

ويبقى بعد ذلك أن نشير الى توجيه الساحل ومدى تعرضه لامواج الهدم. لاشك أن أى جرف أو رأس أرضى يواجه الاتجاه الذى تأتى منه أضخم الامواج يكون معرضا لغزوها العنيف. وينطبق هذا خصوصا على الرؤوس الارضية نتيجة لظاهرة تكسر الامواج. فأى موجة تقترب من الساحل آتية من عرض البحر تعبر أولا مياه ضحلة قبل وصولها الى الرأس، وحينما تجرى الامواج فى المياه الضحلة فان حركتها تعاق، ومن ثم تضمحل سرعتها، ويتضح هذا على الخصوص حينما يقل عمق المياه فيصبح نصف طول الموجة. وينشأ عن ذلك أيضا ازدياد فى ارتفاع الموجة.



شكل (٨٢) أمواج مائلة تتقدم نحو الساحل

ففى الشكل (٨٢) نجد المياه الضحلة تؤثر فى الموجة تأثيرا طفيفا مسببة تعرجا هينا فى جبهتها. ويزداد تأثير المياه الضحلة شيئا فشيئا فى إعاقه الامواج د، ج، ب، أ على التوالى مع اشتداد مستمر فى درجة تكسر الامواج. وفى النهاية نجد الموجة أ تتكسر على طرف الرأس وعلى جوانبه أيضا. ونتيجة لذلك نجد تركيزا فى التعرية البحرية على الرؤوس الارضية. ويؤدى هذا فى النهاية الى تآكلها واستقامة خط الساحل. وحتى فى الحالات التى لا يواجه فيها الساحل اتجاه الامواج مباشرة، فان التكسر يجعل الامواج تنحرف وتصل الى الشاطئ أقل ميلا منها وهى بعيدة عنه فى عرض البحر. شكل (٨٣).

ثالثاً - التغيرات في مستوى البحر

يقصد بمنسوب البحر في أبسط صورته المستوى العام لسطح مياهه بافتراض عدم تأثره بحركة المد والجزر أو الأمواج. وقد يكون للذبذبة في منسوب البحر بالنسبة للياس أثرها الكبير في شكل الساحل، نظراً لأن أي ارتفاع أو هبوط في مستوى المياه حتى ولو لبضعة ديسيمترات بالنسبة لساحل منخفض يمكن أن يسبب تغيرات عظيمة في شكله.

وحيثما يكون التغير في المنسوب عالمياً يشير إلى حركة فعلية في مستوى البحر ذاته، فإن آثاره تتناول كل السواحل البحرية. وتعرف مثل هذه التغيرات بالذبذبات الإيوستاتية Eustatic.

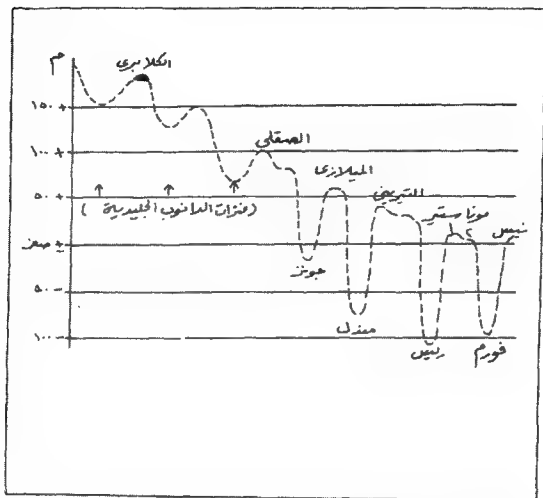
وترتبط أعظم الذبذبات الإيوستاتية أهمية بالتغيرات المناخية التي حدثت أثناء العصر الجليدي وبعده. ففي أثنائه انتزعت كميات هائلة من مياه البحار والمحيطات لتتراكم على اليابس في هيئة غطاءات جليدية ضخمة. وترتب على ذلك انخفاض عالمي في منسوب البحار تراوح في مختلف الفترات الجليدية بين ١٠٠ - ١٥٠ م. وبعد انقضاء العصر الجليدي وتحسن أحوال المناخ ذاب جليد الغطاءات الجليدية وانصرفت مياهها إلى البحار فارتفع مستواها.

ويعتقد أن الغطاءات الجليدية المتبقية فوق يابس العالم ما تزال تحتزن مياهها كافية لرفع منسوب البحار العالمية بنحو ٧٠ م. ويقدر معدل الارتفاع الإيوستاتي في مختلف بحار العالم في وقتنا الحاضر بما يتراوح بين ١,١٢ - ١,١٨ ملم في السنة، وهذا يحدث كثير من الذبذبات المحلية التي يقتصر تأثيرها على جهات معينة يصيبها نقوس أو ميل موضعي أو هبوط انكساري أو انخفاض أو ارتفاع أيزوستاتي.

ولقد سبق أن درست ووصفت بعض فترات طغيان مياه البحر على اليابس Transgression وخطوط السواحل أثناء عصر البلايوسين وأطلقت عليها أسماء معينة، وذلك قبل أن يعرف الباحثون طبيعتها الإيوستاتية. ولما كانت دراسة وتتبع المناسيب المرتفعة التي حدثت أثناء الفترات الدفيلة أسهل بكثير من دراسة وتتبع المناسيب المنخفضة التي حدثت أثناء الفترات الباردة، لذلك فقد ارتبطت التسميات بالفترات غير الجليدية. وغالباً ما نجد مدى ومجال انحسارات مياه البحر Regression القديمة عن اليابس أثناء الفترات الباردة غير محدد، بل وغير معروف.

ومن بين خطوط السواحل البلايوسينية التي اكتشفت ودرست دراسة دقيقة وأصبح أمرها مؤكداً تلك الخطوط التي اكتشفها ودرسها M. Ginoux (١٩١٣) في سواحل جنوب إيطاليا وجزيرة صقلية. ولقد وضع لها هذا الباحث أيضاً Ch. Depéret

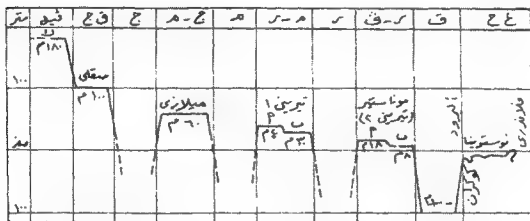
(١٩١٨ - ١٩٢٠) على الخصوص، تسميات أصبحت الآن تمثل الأساس العام الذي بنيت عليه الدراسات الاخرى الخاصة بسواحل البحر المتوسط كلها.



شكل (٨٤) الارصفة البحرية الناتجة عن الذبذبات الايوساتائية الجليدية في منسوب البحر الابيض المتوسط اثناء الزمن الرابع. (شكل مبسط عن P. Woldstedt وآخرين)

ففي جنوب ايطاليا نجد الرصيف الكالابري Calabrian, Calabrien ويشمل كل الدرجات الساحلية التي تقع بين منسوب ١٠٠ متر و ٢٠٠ متر فوق منسوب مياه البحر المتوسط الحالي (شكل ٨٤). ويقع الرصيف الصقلي Sicilian بتكويناته الساحلية الخاصة به بين ارتفاعي ٨٠ متراً و ١٠٠ متراً فوق مستوى مياه البحر الحالي. وبلى هذا الرصيف الميلازي ويقع ما بين ارتفاعي ٥٠ متراً و ٦٠ متراً فوق مستوى مياه البحر الحالي، وقد سمي باسم شبه جزيرة ميلازو Millazzo التي تقع عند الساحل الشمالي لجزيرة صقلية، ثم يتلو هذا الرصيف التيراني Tyrrhenian الذي يقع عند حوالي منسوب ٣٥ الى ٤٠ متراً فوق مستوى البحر الحالي. ويمكن تتبع هذا الرصيف بوضوح حول سواحل البحر التيراني.

وقد تبين استخدام مفهوم الرصيف التيراني في مختلف الابحاث. فهو يقتصر في بعض الابحاث على الدلالة على ما يسمى «بالمنسوب الاقدم». وفي الابحاث الاخرى نجده يقسم الى درجات، فالدرجة الساحلية التي تقع على منسوب ٣٥ مترا تسمى بالرصيف التيراني رقم (١) Tyrrhenien I وأقل هذا الرصيف نجد درجة أخرى شديدة الوضوح على مستوى ١٥ مترا الى ١٨ مترا فوق منسوب البحر الحالي وتسمى بالرصيف التيراني رقم (٢) Tyrrhenien II ويسمى الباحثون الفرنسيون هذا الرصيف بالرصيف الموناستيري Monasterien نسبة الى بلدة في تونس تسمى موناستير . Monastir



شكل (٨٥) الأرضة البحرية الايوساتائية التي نشأت في الزمن الرابع كما يراها الباحث J. Buedel (الارتفاعات منسوبة لمستوي البحر الحالي)

- ع ح - العصر الحاضر
 ج - م - فترة جونز - مندل الدفيئة
 ج - فترة جونز الجليدية
 ر - ف - فترة ريس - فورم الدفيئة
 ق - ج - فترة ما قبل جونز (دفيئة)
 ر - فترة ريس الجليدية
 م - ر - فترة مندل الجليدية
 فيل - فيل فرانك
 م - ر - فترة مندل - ريس الدفيئة

وحينما اكتشف رصيف ساحلي آخر فيما بعد عند مستوى ٧ متر الى ٨ متر فوق مستوى البحر الحالي، بدأ الباحثون يتحدثون عن الرصيف السابق (الموناستيري أو التيراني رقم ٢) باسم الرصيف الموناستيري الرئيسي أو الرصيف الموناستيري رقم (١)، وأصبحوا يعبرون عن المستوى الاحدث اكتشافا والاقل منه ارتفاعا بتعبير الرصيف الموناستيري رقم (٢) أو التيراني رقم (٣) ونجد بعض الباحثين يعتبرون الرصيفين الموناستيري الرئيسي والموناستيري المتأخر معا موازين للرصيف التيراني رقم (٢).

وقد أطلق على أحدث ارتفاع بلغه مستوى البحر بعد انتهاء الفترة الجليدية الأخيرة الى العصر الحالي اسم الطغيان الفلاندي أو الطغيان «الغريسي» Transgression Ver-

silienne = Flandrienne نسبة الى السهل الساحلى المسمى Bassa Versilia الذى يقع الى الشمال من بلدة «بيزا» Pisa فى ايطاليا. وقد اتضح وجود منسوب آخر لمياه البحر فى بعض المناطق الساحلية أكثر حداثة، وهو يقع أدنى من منسوب البحر الحالى بمعدل بضعة أمتار قليلة، وهو ما يسميه الباحثون بخط الساحل أو رصيف «نيس»، ويسمى أيضا رصيف تيبس Tapes. ولا شك أن هذا التطور الاحداثى الذى حدث لخطوط السواحل البحرية قد تم بعد ذوبان الجليد وتراجع نهائيا.

ولم يقتصر حدوث الذبذبات فى المستوى النسبى لمياه البحر على العصور الجيولوجية وحدها، وانما تعداها الى العصور التاريخية بل ويمكن قياسها وملاحظتها فى وقتنا الحاضر. ففي جنوب السويد استطاع علماء مثل سيلسيوس Celcius أن يقوموا بدراسات وملاحظات دقيقة، وأن يسجلوا حدوث ذبذبات واضحة فى المنسوب النسبى للبحر، وواصل الباحث المحدثون القيام بعملهم، وقد سبقت الإشارة الى بعض من نتائج أبحاثهم فى هذا الصدد. وقد أمكن العثور على كثير من الشواهد البشرية الاثرية كبقايا مراكز الاستقرار فى العصور الحجرية ومخلفات يونانية ورومانية، والادلة النباتية كمخلفات الغابات الغارقة، وكلها توجد فى وقتنا الحالى أسفل مياه البحر بجوار الشواطئ التى أصابها الهبوط والإغراق. ومن الشواهد الطبيعية ما يشير الى ارتفاع المناطق الساحلية، ومنها الشواطئ المرتفعة والجروف البحرية القديمة التى تقف الان بارزة فوق مستوى البحر.

وصفوة القول أن للتغيرات فى منسوب البحر آثارها الهامة فى إظهار شواطئ وسواحل جديدة تنكشف لفعل البحر، وتعرض لفعل الامواج التى تخلع عليها أشكالاً وصوراً جديدة.

مظاهر النحت البحرى

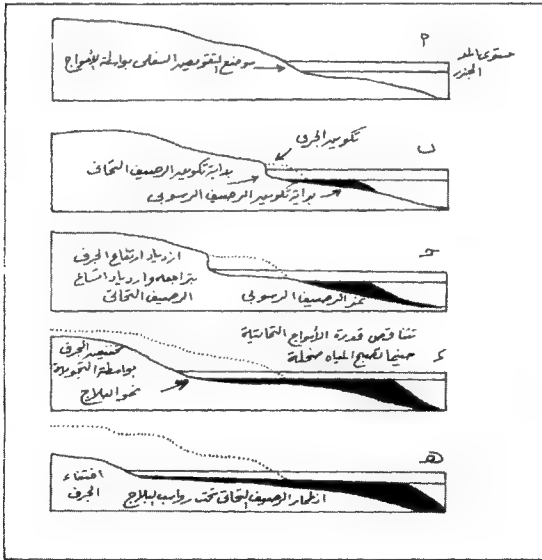
١- الجروف Cliffs

وهى من الظاهرات الجيومورفولوجية الهامة التى يرتبط تكوينها بفعل البحر. وتتفاوت هذه الجروف فى تكوينها وتفاصيل أشكالها تفاوتاً كبيراً. ويتوقف هذا على طبيعة الصخر ونظام بنائه وغير ذلك من الامور التى سبقت دراستها عند الكلام على طبيعة السواحل.

فالصخور الصلبة المتماسكة ومثلها الحجر الرملى الاحمر القديم والصخر الجبرى المندمج والجرانيت يتم نحتها تراجعياً ببطء شديد، ولهذا فهى تنشئ جروفاً شديدة الانحدار تقف قائمة كرؤوس أرضية Headlands أما الصخور الهشة القليلة المقاومة

لتأثير البحر، فإن نحتها يتم بسرعة، فتتكون بذلك الخلجان البحرية. ومع هذا فإن تكوين الجروف لا يقتصر في الواقع على الصخور الصلدة المقاومة وحدها، بل يتعداها إلى الصخور الطباشيرية المشهورة بليونتها. فهي تكون جروفا شديدة الانحدار على سواحل كثير من جهات الجزر البريطانية. ومثلها الجروف الممتدة على سواحل دورسيت Dorset المطلة على بحر المانش، وجزيرة وايت Wight وساحل سسكس Sussex وشرق كنت Kent وأجزاء من ساحل يوركشير والساحل الفرنسي على المانش.

وتبدو طبقات الصخر الطباشيري أفقية في بعض الجهات كما في ساحل يوركشير وسسكس، وفي الأخيرة يصل ارتفاعها أحيانا إلى ١٥٠ م. وقد تأثر الصخر الطباشيري في بعض الجهات بالالتواء حتى لتبدو الطبقات شديدة الميل. ويبدو أن الضغوط الالتوائية قد عملت على إدماجه على غير العادة، فبقى متماسكا لدرجة أنه قد صمد لفعل البحر



شكل (٨٦) مراحل تكوين الجرف والرصيف التحاتي

الذى اقتطع منه أجزاء مكونا لمسلات تبدو طبقاتها الصخرية شبه قائمة . وتراجع مثل هذه الجروف بسرعة ، إذ أن عملية التقويض السفلى للامواج فى قواعد الجروف تؤدي الى تكرار تساقط الصخور المعلقة .

وتنشط عملية تساقط الصخور وانزلاقها حينما يتألف الجرف من صخور مندمجة ترتكز على صخور هشة . ففي بعض أجزاء من ساحل انجلترا الجنوبي وجزيرة وايت ترتكز الصخور الطباشيرية على رواسب صصلالية . وحينما تتساقط الامطار بغزارة يتشبع الصلصال بالمياه ويصبح لزجا ، فيسبب انزلاقات فى الجروف يصل مداها على امتداد طولها الى بضعة كيلو مترات ، هذا على الرغم من أن الطبقات تميل نحو اليايس .

ومن الممكن أن تنشأ التعرية البحرية فى التكوينات الصصلالية الجليدية رغم ليونتها جروفا شديدة الانحدار ، وذلك بسبب سرعة التقويض السفلى الذى تمارسه الامواج . وتشاهد هذه الظاهرة فى بعض سواحل بريطانيا ومنها سواحل يوركشير . وتراجع تلك السواحل نحو اليايس بسرعة معدلها السنوى بين ١,٨ م - ٢ م . وقد قدر أنه لو أن معدل التراجع الحالى ظل مستمرا منذ العهد الرومانى حتى وقتنا الحالى ، فان شريطا من اليايس الساحلى يبلغ متوسط عرضه ٤ كم قد أكله البحر تماما منذ ذلك العهد . وقد أصبحت مواقع كثير من مراكز الاستقرار القديمة مجرد أسماء فى سجلات التاريخ أو على الخرائط القديمة ، فقد ابتلع البحر ولم يعد لها وجود على اليايس البريطانى .

وتظهر الجروف البحرية فى بعض أجزاء الساحل الشمالى الغربى لمصر المعروف بساحل مريوط ، خصوصا فيما بين رأس الضبعة ورأس علم الروم حيث تبرز صخور الهضبة الجيرية الميوسينية فى البحر على شكل رؤوس وجروف شديدة الانحدار تلاطم الامواج أسافلها . وإلى الغرب من مرسى مطروح تبعد الهضبة عن البحر أحيانا ، وتقترب منه أو تشرف عليه على شكل جروف خصوصا عند الرؤوس أحيانا أخرى ومن أجمل الجروف ما يشاهد منها عند رأس الحكمة ، ورأس علم الروم ، وفى منطقة عجيبية (غربى مرسى مطروح) وعند رأس السلوم .

الجروف النشطة والجروف الساكنة :

وينبغى عند دراسة الجروف الساحلية التفريق بين نمطين منها : الجروف النشطة Activ أو الحية Live ، والجروف الساكنة Inactive أو الميتة Dead .

أما الجروف النشطة فتعانى فعل الامواج عند حضبيضا ، أو تتراجع نحو اليايس بتأثير عمليات التعرية كالغسل والتخديد Gullyng والزحف والانزلاق ، بينما تنعزل الجروف الساكنة عن البحر وفعله بواسطة الحصى البحرى المتراكم عند أسافلها وبالرمال والرواسب المستنقعية أو بواسطة الارصفة البحرية الصخرية . وتتميز الجروف الحية عادة

بأوجه مشكوفة، بينما تتحول أوجه الجروف الميئة الى منحدرات مستقيمة أو محدبة بواسطة ما يكسوها ويغطيها من رواسب مختلف أنواع التعرية. ولا شك أن هنالك صلة بين الجروف الساكنة والتغيرات التي حدثت في مناسيب البحر أثناء عصر البلايوسين ومند انتهائه حتى وقتنا الحالى. ففي أثناء الفترة الدفينة الاخيرة (فيما قبل فورم) كان منسوب البحر عاليا، وكانت الجروف حية نشطة عن طريق نحت الامواج أثناء تكوين الرصيف الموناستيرى. وفي أثناء فترة فورم الجليدية هبط منسوب البحر فابتعد عنها فعل الامواج، وتعرضت في ذات الوقت لفعل عمليات التجوية والانسياب الارضى، فغطيت بغطاء سميك من الرواسب، وأصبح الغطاء الرسوبى هو المتحكم فى شكل منحدراتها.

أنواع الجروف :

يمكن تقسيم الجروف الى الانماط الآتية :

- ١- جروف الصلصال المتماسك ذات الواجهة الرأسية أو القريبة من الرأسية.
- ٢- الجروف المتأثرة بالانزلاقات الارضية. ويشيع وجودها فى التراكيب الصخرية التى تتألف من طبقات صخرية علوية مسامية منفذة، ومن أخرى سفلية صماء غيرمنفذة. ويتألف الجرف من هذا النوع من ثلاثة أجزاء : علوى نشط ينشأ عن تساقط الصخر، وسفلى مغطى بالرواسب، ثم الجزء الثالث الذى ينشأ من قطع الامواج لأطراف الجزء السفلى.
- ٣- الجروف الرأسية فى الصخور المتجانسة، ويصحبها منحدر ركام سفحى صغير عند أسافلها، ناشئ عن تساقط الصخور، كما يرتبط بها تكوين رصيف بحرى تحاتى. وتتمكن التعرية والتجوية أحيانا من تكوين كهوف ومسلات من خلال عملها فى الفواصل التى تكتنف الصخور.
- ٤- جروف مدرجة، وتنشأ فى التراكيب الصخرية الافقية التى تتألف من طبقات متعاقبة من الصخور المقاومة والصخور الضعيفة غير المقاومة للتعرية.
- ٥- جروف ناشئة فى صخور أفقية رملية أو جيرية، أو بازلتية أو جرانيتية تتصف بوجود أسطح انفصال طبقي كاذبة واضحة. وتكون هذه الجروف رأسية أو مدرجة حسبما يكتنفها من فواصل وأسطح انفصال طبقي، ويصحبها أحيانا تكوين المسلات والاعمدة الصخرية. وتتصف هذه الجروف عادة بالتعقيد والتسن وعدم الانتظام، فتكثر بها المداخل والخجان الصغيرة التى تنشأعلى امتداد الفواصل والعيوب. وأمثال هذه الجروف كثير فى جزر أوركنيز Orkneys حيث الصخور الرملية الحمراء القديمة، وفى صخور بازلت جيانس كوسوى Giant's Causeway.

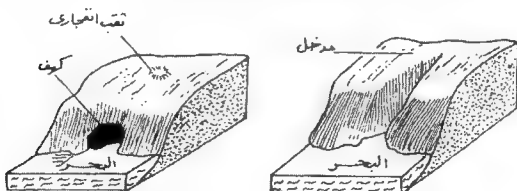
٦- جروف مشطوفة Bevelled Cliffs، وتتألف من منحدرات مكسوة بالنبات، محدبة أو مقعرة، وتنتهى عند أسافلها بجروف حديثة رأسية مكشوفة، نتيجة لفعل الامواج على منسوب البحر الحالي. وهى فى العادة جروف ساكنة مئة أصلاً ثم بعثت وتجدد نشاطها. ولقد تتألف أمثال هذه الجروف من أربع واجهات متتابعة تتراوح زوايا انحدارها ما بين ٥ - ٥٠ درجة، نشأت أثناء أربعة أدوار متعاقبة من النحت البحرى، فصلت بينها فترات تعرية قارية. ولهذا فهى «متعددة الدورة».

٧- جروف تتألف من طبقات صخرية تميل بشدة صوب البحر. وفيها يكون قطاع المنحدر محكوماً بسطح انفصال طبقي واحد معلوم. وفي بعض الاحيان يكون انحدار الجرف أقل من زاوية الميل الطبقي، ومن ثم يتخذ القطاع مظهر سن المنشار.

٨- الجروف الوعرة : وتتكون فى الصخور الهشة غير المتماسكة، التى يصيبها التآخذ الشديد بفعل الماء الجارى فى قنوات ونهيرات، وتكتنفها عند أسافلها مراوح رسوبية.

الكهوف والاقواس والمسلات البحرية :

وهى جميعاً ظاهرات ثانوية تنشأ بفعل الامواج أثناء عمليات تكوين الجروف التى تتكون من صخور صلبة. وتتكون الكهوف على امتداد خطوط ضعف عند قواعد الجروف التى تتعرض لفترة طويلة لفعل الامواج. ويبدو الكهف Cave فى هيئة نفق أسطوانى الشكل يمتد داخل الجرف متتبعا خط الضعف الصخرى، ويتناقص قطره من مدخله صوب داخلية (شكل ٨٧). وإذا حدث وكان هناك فاصل Joint فى صخر سقف الكهف يمتد من حوالى نهايته رأسياً الى سطح الجرف، فإنه يتسع بمرور الزمن، ثم ينفثح الجرف مكوناً لم يعرف بالنقب الانفجاري Blow hole (شكل ٨٧).

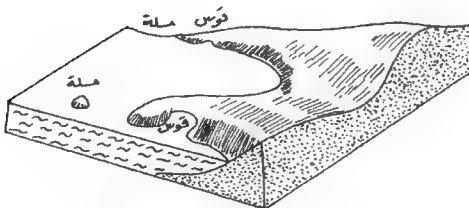
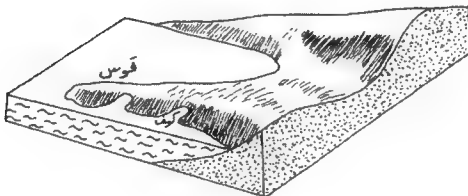
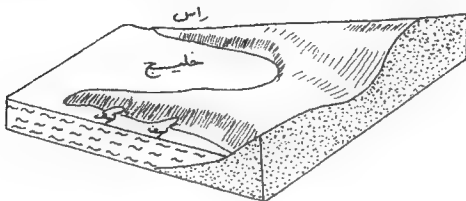


شكل (٨٧) كهف وتقب انقباضى ومدخل بحري

ويبدو أن هذا التعبير قد اشتق من عملية تكوين النقب ذاته التى تحدث نتيجة لتتابع انضغاط الهواء المحتبس فى الكهف وخلخلته بشكل انفجاري (وهى نفس العملية التى تؤدى الى توسيع وتعميق وإطالة الكهف فى داخل الجرف)، ثم من ظاهرة انبثاق المياه

خلاله وخروجها الى سطح الجرف مندفعة فى الجو . ويحدث انبثاق المياه خلاله بواسطة قوة ضغط الامواج حينما تذلف بعنف فى داخل الكهف أسفل قصبة الثقب .

وبمرور الزمن مع استمرار فعل الامواج يتسع الكهف ويرق سقفه فينهار، ويظهر بذلك مدخل Inlet فى الجرف طويل وضيق (شكل ٨٧) يعرف باسم جيو Geo فى جزر أوركنى Orkneys بشمال اسكتلندا . ويمكنك أن تشاهد مدخلا مماثلا فى جرف عجيبة



شكل (٨٨) أطوار تكوين الاقواس والمسلات

يعزوه بعض الجيولوجيين لعمليات انكسارية، ونرجعه الى فعل التعرية البحرية. والى الشرق منه مباشرة يبدو الجرف وقد تآكل قرب اتصاله بالبحر إذ تمتد بداخله فجوة Notch سقفها ما يزال صلبا متماسكا لكن مصيره الى الانهيار، فالفجوة تتعمق باستمرار فى داخل الجرف، اذ قد تطولها الامواج خاصة فى الشتاء.

وتنشأ الاقواس حينما يمتد اليابس فى هيئة رأس أو لسان فى البحر فتفتح الامواج فى كلا جانبيه كهوفا ما تلبث باستمرار فعل الامواج أن يتصل منها كل كهفين متقابلين، فيتكون من ذلك قوس أو قيو Arch بحرى طبيعى. وحينما ينهار سقف القوس تبقى نهاية الرأس أو اللسان فى البحر قائمة فى شكل مسلة Stack، ومآلها هى الاخرى الى الزوال. ويمكنك أن تتبع أطوار تكوين الاقواس والمسلات فى الشكل رقم (٨٨).

ومن أمثلة الاقواس البحرية القوس الذى نحرته الامواج فى صخرة (مسلة) الروشة الكبيرة الجيرية التركيب أمام ساحل بيروت (شكل ٨٩)، وأقواس شواطئ جزيرة كابرى (جنوب ساحل نابولى بايطاليا) وقوس دردل دور Durdle Door بساحل دورسيت بجنوب انجلترا وغيرها كثير. ومن أشهر مسلات ساحل مريوط ما يوجد منها فى منطقة عجبية، وهى تتألف من صخور جيرية، ومثلها المسلتان الموجودتان أمام ساحل بيروت (إحداهما الكبيرة المشار اليها آنفا) والمعروفتان باسم «الروشة».

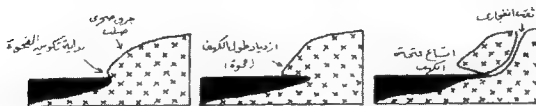
وهناك مسلات بحرية شهيرة فى شواطئ جزيرة كابرى، ويوجد الكثير منها فى شواطئ الجزر البريطانية: منها ما يتركب من صخور طباشيرية ومثلها النيادلز Needles بشواطئ جزيرة وايت، أو صخور رملية فى شواطئ جزر أوركنى، ومنها ما يتألف من صخور نارية فى غرب جزر هبريدا الخارجية.

وإذا ما أردنا ان نجعل لقطاع الشاطئ دورة تعرية، فان هذه المرحلة التى تتميز بجروف غير منتظمة وشديدة الانحدار، ويسواحل تكتنفها الرؤوس والخلجان، يمكن اعتبارها مرحلة شباب Youth stage.

الرصيف البحري التحاتى Wave-cut platform :

ويرتبط تكوينه بنحت الامواج وتراجع الجروف. ويوضح الشكل (٨٦) أ، ب، ج، د، هـ مراحل تراجع الجرف وتكوين الرصيف التحاتى، ففي الشكل رقم (٨٦ أ) ترى بداية فعل التعرية البحرية فى هامش اليابس الذى تلامسه مياه عميقة نسبيا. وفى الشكل رقم (٨٦ ب) يتكون الجرف نتيجة للنحت والتقويض السفلى، كما ينشأ الرصيف التحاتى نتيجة لتراجع الجرف نحو اليابس. أما المواد الصخرية التى نتجت عن تآكل الجرف فأنها تتأرجح فى حركتها بواسطة الامواج بين دفع وسحب فيما بين علامتى المد والجزر. وفى

النهاية نجد قسما كبيرا من هذه المواد التي يسحق بعضها بعضا بواسطة الاحتكاك Attrition يتحرك إما صوب البحر لكي يتراكم أسفل المستوى الذى عنده يتلاشى فعل الامواج (حوالى نهاية الرصيف التحتانى تجاه البحر) مكونا لشط bank أو مصطبة رسوبية (شكل ٨٦ ب)، أو قد يدفعه تيار ساحلى أمامه حيث يرسبه فى مكان آخر.



شكل (٨٩) تكوين الفجوة والكهف والثقب الانفجاري

وتعمل المواد الصخرية أثناء تحركها جيئة وذهابا فوق الرصيف التحتانى الذى ينحدر انحدارا هينا نحو البحر على نحره وصقله باستمرار. ومن أشهر الارصفة البحرية التحتانية الرصيف البحرى بغرب النرويج Strandflat الذى يبلغ إتساعه أكثر من ٥٠ كم. وهو ما يزال أخذاً فى الاتساع نتيجة لسرعة تراجع الجروف البحرية بسبب نشاط عوامل التجوية خصوصا فعل الصقيع، بالإضافة الى أن الامواج العاتية قادرة على ازالة المواد الصخرية باستمرار، وبالفالى فان الجروف تظل مكشوفة معرضة لفعل الصقيع والامواج.

ومثال آخر لرصيف بحرئ قديم فسيح نجده الى الشرق من السلوم، يظاهاه جرف قديم يتمثل فى حافة الهضبة الجيرية الميوسينية وتحد نهايته الغربية من جهة البحر الجروف البحرية الحالية عند رأس السلوم. وعلى امتداد الساحل الغربى لجزيرة مالطة التى تتركب من صخور جيرية تنتمى للزمن الثالث. يمتد رصيف بحرئ فسيح مستوى من صنع الامواج. وماسهل بنغازى الذى يبدو بشكل مثلث رأسه فى الشمال وقاعدته فى الجنوب (اتساعها ٥٠ كم)، إلا رصيفا بحريا تكون أثناء عصر البلايوسين.

وحينما ننظر الى الشكل (٨٦ ج) نرى الجرف بتراجعها قد أصبح أكثر ارتفاعا، كما أن الرصيف التحتانى قد ازداد اتساعا، ويزداد عرض المصطبة الرسوبية أيضا.

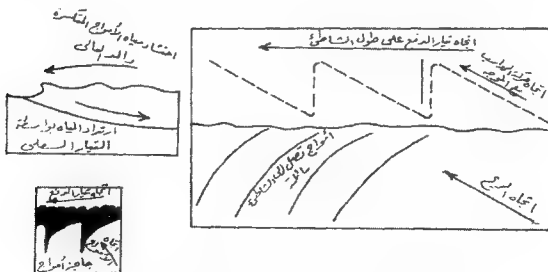
وعندما يصل الرصيف التحتانى الى اتساع معين فانه يتغطى بمياه ضحلة (شكل ٨٦ د). وتبعاً لذلك يقل تأثير الامواج، فتضمحل التعرية البحرية، ثم تتوقف تماما (شكل ٨٦ هـ)، وتكون بذلك قد وصلت فى دورتها الى مرحلة النضج Stage of maturity، فيصبح قطاع الشاطئ وقد تشكل بجرف بحرئ ينحدر انحدارا هينا نحو البحر، فيه ما تزال التعرية القارية تمارس فعلها، ويرصيف صخرئ قد تغطيه طبقة رقيقة من الرواسب، وبمصطبة رسوبية، وتصبح لعمليات النقل والارساب أهمية متزايدة.

ومن الممكن أن نتابع الدورة الى مرحلة الشيخوخة Stage of old age فدعّمى ولو من الوجهة النظرية أن الجرف سيتآكل بواسطة التعرية القارية، فيتراجع الى أن يصبح الانحدار هينا بدرجة غير ملموسة (شكل ٨٦ هـ)، ويزداد تراكم المواد فوق المصطبة الرسوبية باستمرار. ومن المحتمل أن بعض السهول التحتاتية الساحلية Penelains التي توجد الآن فوق منسوب البحر قد تكون نتيجة لعمليات تعرية وتسوية بحرية واسعة المدى. دأبت في عملها خلال العصور الجيولوجية وكان نطاق الساحل أثناءها يتعرض لهبوط تدريجي بطيء.

النقل البحري

تتألف حمولة، الامواج المتكسرة من الطين والرمال والحصى. وهي متعددة المصادر : فبعضها يأتي من رواسب الانهار التي تصب في البحر، وبعضها من الانزلاقات والانهييارات على الجروف، والباقي يصدر من تحت الامواج، وتحرك المواد على امتداد الشاطئ بفعل الامواج والتيارات البحرية الساحلية والتيارات المد والجزر.

ولا شك أن العامل الاهم في نقل المواد هو الامواج، فهي تدفع بالرواسب نحو الساحل وتسحبها معها حين ترتد الى البحر. وحينما يكون اتجاه الامواج المتكسرة مائلا بالنسبة للساحل فان الموجة المندفعة نحوه (تعرف باسم Swash) تتحرك فوق الشاطئ مائلة، لكنها حين ترتد الى البحر (تسمى حينئذ Back wash) تعود في اتجاه عمودي على الشاطئ كما يتضح من الشكل (٩٠). ومحصلة الحركتين هي نشوء تيار دفع على



شكل (٩٠) حركة الرواسب مع الموجة المتقدمة والمرتدة

طول الشاطئ Longshore drift يعمل على نقل الرواسب بالتدرج على امتداده كما ترى فى الشكل (٩٠).

وتتوقف حركة تيار الدفع أو تعرقل طبيعيا عندما يصطدم بلسان أرضى يبرز فى البحر، أو حينما يصل الى مياه خليج عميقة. ويمكن إيقافه اصطناعيا عن طريق بناء الحواجز والمصدات Grones الخشبية أو الخرسانية فى وضع عمودى على اتجاه تيار دفع الرواسب (شكل ٩٠).

وتعتبر التيارات السفلى من عوامل النقل البحرى الهامة. والتيار السفلى Undertow (تيار السحب) هو تيار رجعى (تعويض أو موازنة) ينشأ نتيجة لاحتشاد مياه امواج عالية فوق الشاطئ، ثم ارتدادها سفليا نحو البحر، فيجرف معه الرواسب الشاطئية الى المياه العميقة. وتستطيع تيارات الجزر أن تكتسح كثيرا من المواد الى عرض البحر خاصة فى مناطق المصببات الخليجية حين يعاونها تيار النهر السريع. وعادة ما تستطيع التيارات البحرية الساحلية Currents تحريك كثير من المواد الدقيقة بموازاة الساحل أسفل مستوى الجزر، كما هى الحال على امتداد الساحل البلجيكي الهولندى، والساحل الشمالى لمصر. وينبغى ألا نهمل أثر الرياح فى نقل مواد الشاطئ. فهناك مساحات كبيرة من الشواطئ المنبسطة المفتوحة تتعرض موادها الهشة لعمليات النقل بواسطة الرياح. فحينما تهب رياح قوية تصبح رمالها فى حركة دائبة، وقد تستطيع الرياح نقل جزء من الرمال الى الداخل.

الارساب البحرى

عادة ما تجد المواد التى نحتها فعل الامواج من هوامش اليابس مستقرها الاخير فى البحر. فالمواد الخشنة تتحرك جيئة وذهابا، وقد تترسب مؤقتا فى مكان ما على الشاطئ. ولكن الامواج ما تزال تتقاذفها فتحتك ببعضها وتطحن، ويتضاءل حجمها الى حبيبات دقيقة، وفى النهاية تترسب على قاع البحر أسفل مستوى تأثير الامواج، أو تتحرك بعامل أو بآخر من عوامل النقل البحرى لتتراكم مكونة لظواهرات ارساب سيرد ذكرها بعد قليل. وبالإضافة الى المواد التى تحتها الامواج والرواسب التى تجلبها الى البحر عمليات التعرية القارية، قد تحتوى رواسب الشواطئ أيضا على مواد مصدرها سطح الرف القارى المجاور لها، ففى أثناء الطقس العاصف قد تتمكن الامواج العاتية من إحداث اضطراب وخصخصة فى رواسب قاع البحر، فتصبح مصدرا لمواد تطرحها الامواج على الشاطئ.

ويصنف البحر حملته حين الارساب كما تفعل الرياح والانهار. فحين نتجه من خط الساحل على الشاطئ نحو البحر، نصادف تتابعا فى تصنيف الرواسب يبدأ بالجلاميد

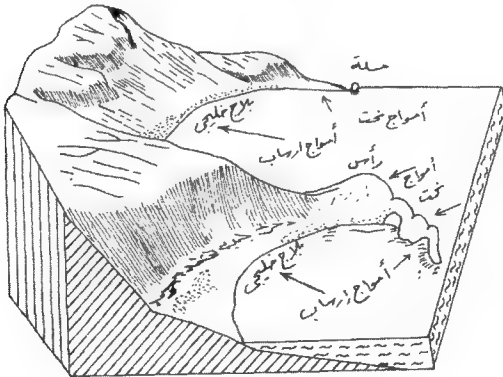
فالحصى ثم الرمال فالطين. وتختلف طبيعة المواد من الوجهة البتروجرافية حسب طبيعة صخور المنشأ وأهمها صخور الجروف البحرية. وقد تتألف رواسب بعض الشواطئ كلية من رمال جيرية صدفية (عضوية) الاصل بيضاء اللون، كرمال شاطئ مريوط، وبعض شواطئ انجلترا الجنوبية وشمال فرنسا وغيرها. وقد اشتقت تلك الرمال من بقايا أصداف كائنات عضوية بحرية تعيش على القاع البحرى المجاور لتلك الشواطئ. وقد جرفت بها الامواج الشديدة وألقت بها فوق الشواطئ.

مظاهر الارساب البحري

تتشكل السواحل والشواطئ بظواهرات مورفولوجية متنوعة نتيجة للارساب البحرى أهمها ما يلى :

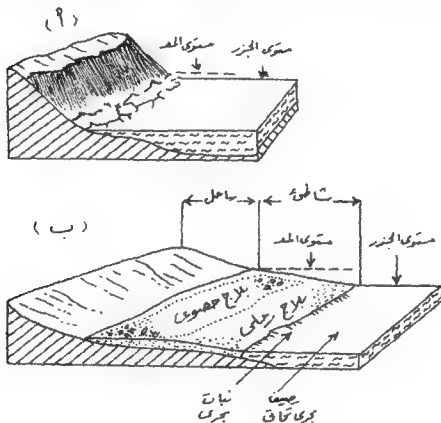
١- البلاج Beach وحافته الحصوية Beach-ridges :

يستخدم لفظ بيتش Beach أى «بلاج» للدلالة على تراكبات الحصى والرمال فيما بين أدنى حد يصله الجزر وأعلى حد تبلغه الامواج العاصفة، أى فوق أرض الشاطئ Shore. وقد ينعمد وجود «البلاج» فى السواحل المرتفعة التى يسودها النحت البحرى، أو قد تكون مجرد مجموعة غير مستقرة من الجلاميد والحصى تتقاذفها الامواج عند



شكل (٩١) تكوين البلاج الخليجي

حضيض الجروف. وقد يتكون «البلاج» في خليج أو «جون» يحده رأسان أرضيان. فبينما تنحدر الأمواج في أطراف الرأسين، فإنها ترسب عند هوامش الخليج الداخلية المجاورة للجرف الرئيسي (شكل ٩١). ومثاله في محيطنا المحلي بلاج خليج ستانلي الذي ينحصر بين رأسين تشرقان على البحر بجروف صخرية، و «خليج» مصطفى كامل فيما بين رأس ستانلي الغربية ورأس كليوباترة، وفيه بلاج أندية المعلمين والبوليس والجيش. وشبيه بهما «خليج» المنتزة فيما بين رأس فندق فلسطين ورأس الكوبرى الذي يفصل بين المنتزة والمعمورة، ثم بلاج المعمورة ذاته فيما بين الرأس الأخير ورأس غريشة (بلاجات الاسكندرية) وتتآكل الرؤوس بالتدريج إذا تركت لفعل الأمواج دون أن يتدخل الإنسان لحمايتها وتقويتها، بينما ينمو البلاج صوب البحر فيستقيم خط الساحل في النهاية.



شكل (٩٢، أ، ب) يوضح ضيق البلاج في السواحل المرتفعة (أ) واتساعه في السواحل المنخفضة (ب)

ويضيق عرض البلاج في السواحل المرتفعة (شكل ٩٢ أ) نظرا لعمق المياه بجوار هامش اليابس، بينما تتميز السواحل المنخفضة بإمكانية تكوين بلاج عريض فيما بين علامتى المد والجزر (شكل ٩٢ ب) والبلاج المثالى هو الذى يتميز بقطاع هين التقعر، تظاهر الكثبان الرملية جانبه المواجه لليابس، يليها شريط من الحصى، ثم شريط من

الرمال ينتهي (عند علامة الجزر تقريبا) ببداية الرصيف التحتاني و هامشه الذي تغطيه عادة نباتات بحرية (شكل ٩١) .

وقد تمتد على البلاجات، خصوصا منها البلاج الحصوى، حافات حصوية مستطيلة Fulls موازية لخط الساحل يبلغ ارتفاعها ديسمترات قليلة وكذلك العرض، تفصلها عن بعضها وهاد Lows or Swales طويلة ضحلة. ويبدو أنها قد تكونت بالعمل الارسابي لامواج بناء تصل الى الساحل.

٢- الحواجز والألسنة الارسابية :

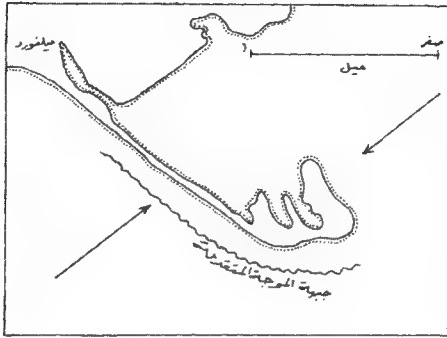
تتنوع الظواهر الجيومورفولوجية للسواحل عن طريق تكوين ونمو الحواجز والألسنة الرملية أو الحصوية. وهي تنشأ عند النقطة التي يتغير عندها اتجاه خطوط السواحل تغيرا فجائيا وأمام المصببات النهرية الخليجية، أو عبر مداخل الخلجان، أو فيما بين هوامش اليابس والجزر المجاورة لها، أو قد تتكون بعيدا عن الشواطئ وموازية لها. وتتمثل الشروط الرئيسية التي ينبغي توافرها لنشئونها ونموها في وجود تيارات دفع على امتداد الشاطئ، بالإضافة الى وجود ساحل مسنن غير منتظم يعمل البحر على تنظيمه واستقامته عن طريق بناء تلك «الجسور» أو الخطوط الرسوبية.

واللسان Spit عبارة عن «جسر» أو حافة رملية أو حصوية منخفضة السطح وضيقة نوعا، تتصل باليابس عند طرف منها، وينتهي طرفها الآخر في المياه العميقة. فبعدها يبدأ اللسان في التكوين، وحالما يتكون جزء منه ويمتد في البحر، يبدأ الدفع في نقل الرواسب على طوله، ومن ثم يؤدي الى ازدياد نموه باستمرار تجاه البحر الى أن يصل الى مياه عميقة فيتوقف نموه، نظرا لظهور الامواج الهدامة (أمواج النحت).

وهناك نمطان رئيسيان من الألسنة :الاول يبرز من الساحل صوب البحر صانعا مع امتداد الساحل زاوية كبيرة (شكل ٩٣) والثاني يمتد موازيا تقريبا لامتداد الساحل. ويشمل هذا النمط الألسنة التي تمتد عبر المصببات النهرية (شكل ٩٤)، والألسنة التي تمتد عبر الخلجان البحرية (شكل ٩٥). و من أمثلة النمط الاول لسان هرست كاسيل Hurst Castle في ساحل هامبشير Hampshire قبالة جزيرة وايت. وهو لسان حصوى طويل ينتهي طرفه في البحر منحنيا، وتتصل به ثلاث بروزات حصوية مقوسة (شكل ٩٣).

وقد تنشأ نتيجة لتيار دفع يجرى مع اتجاه الامواج التي تحركها رياح جنوبية غربية سائدة. وتبعاً لذلك تراكمت الرواسب بانية لهذا اللسان الذي يواجه الامواج. ويبدأ من رأس أرضى (رأس ميل فورد Milford) ويمتد صوب البحر. ومعروف أن اتجاه الألسنة يتعامد في العادة على اتجاه الامواج السائدة، وهذا ما يتمثل بصورة واضحة في لسان

هرست كاسيل، ويعزى انحناء طرفه البحرى نحو الشمال الغربى الى فعل الامواج التى
تؤثرها رياح شمالية تعززها مياه تيار نهر سولينت Solent .

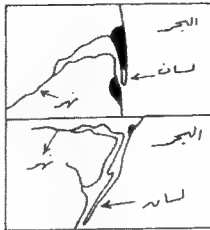


شكل (٩٢) لسان هرست كاسيل

وقد يتكون اللسان كما أسلفنا عبر مصب نهري، ويمتد موازيا لامتداد الساحل في
اتجاه تيارات الدفع (شكل ٩٤) ومثاله لسان أورفورد Orford أمام مصب نهر Ald
ونهى بتلى Butley، في ساحل سغولك Suffolk البريطانى على بحر الشمال. واللسان
الممتد في اتجاه شمالي جنوبي (يعرف باسم Cap forret) أمام نهر لير Leyre في
ساحل لاند Landes بغرب فرنسا على خليج بسكاي. ويشيع تكوين اللسان أمام سواحل
الدالات البحرية. وإذا نظرنا الى دلتا النيل سنرى السنة رسوبية تكتنف ساحلها الشمالى،
وتحدد معالم بحيراتها (المنزلة والبرليس وادكو) من جهة البحر.

وتنشأ اللسان عبر مداخل الخلجان أيضا (شكل ٩٥) ومثلها اللسانان الشهيران اللذان
يبرزان عند طرفى شبه جزيرة كيب كود (ولاية ماساتشوسس) أحدهما يتجه شمالا
عبر مدخل خليج كيب كود ثم ينحني طرفه جنوبا فى هيئة خطاف يعرف باسم لونج
بوينت Long Point أما اللسان الثانى فيتجه جنوبا عبر مدخل خليج بليزانت
Pleasant وينحني هو الآخر عند طرفه الجنوبى مكونا لخطاف يعرف باسم Monomoy
Point. ومثل آخر للسان مداخل الخلجان نجده فى خليج دنجل Dingle بجنوب غرب
أيرلندا حيث يمتد من طرفى الخليج لسانان رسوبيان. وتكثر اللسان فى سواحل الرياس

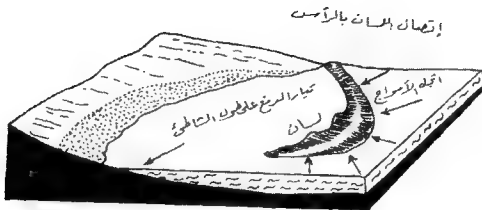
Rias حيث يتداخل البحر في اليابس في شكل خلجان طويلة متعرجة قمعية الشكل قد تنتهي اليها الانهار.



شكل (٩٤) ألسنة عبر المصببات النهرية

والحواجز Bars لا تختلف كثيرا عن الألسنة، ويشيع منها وجود النمط الذي يمتد عبر مداخل الخلجان (حاجز خليجي bay bar). وهو يبدأ كلسان ينمو من أحد الرأسين اللذين يشكلان الخليج. لكنه يستمر في النمو والامتداد عبر الخليج الى الرأس الآخر المقابل، أو قد يتكون من التقاء لسانين ينموان في كلا الرأسين. وعادة ما تقطع استمرار اتصاله فتحة أو أكثر تشقها الامواج وتيارات المد والجزر. وقد تتركب الحواجز من الحصى كما هو الحال في حاجز لو Loe في جنوب كورنول الذي يبلغ طوله زهاء ٥٠٠ م وعرضه نحو ١٠ م، أو تتكون من الرمل كحواجز سواحل البحر البلطي الجنوبية حيث يسمى الحاجز نيرونج Nehrung (شكل ٩٦). وعادة ما تنتشر اللاجونات والمستنقعات بين الحاجز واليابس المجاور.

وهناك من الحواجز ما ينشأ عن امتداد ألسنة اليابس ووصولها الى الجزر المجاورة. ونتيجة لذلك ترتبط الجزر باليابس عن طريق حواجز تسمى تومبولو Tombolos. وتمثل الظروف الجيومورفولوجية المثالية لتكوين التومبولو في وجود منطقة كثبان جليدية (دراملين) غارقة تكثر بها الجزر، وفي توفر معين من الرواسب تنقلها الامواج وترسبها في شكل حافات تربط الكثبان بعضها ببعض، ومن أمثلة التومبولوات التي تصل جزأيا بين كثبان جليدية غارقة وبين اليابس المجاور ما يوجد منها في ساحل نوفاسكوشيا بالقرب من هاليفاكس (شرق كندا)، ومثال آخر يتمثل في حاجز تشيسيل بيتش Chesil

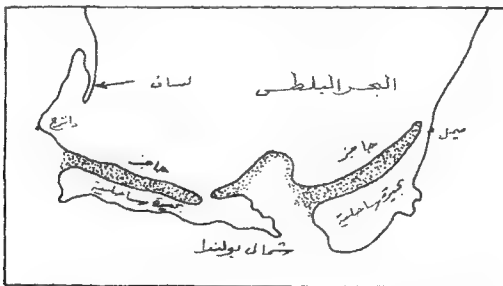


شكل (٩٥) لسان عبر مدخل خليج

Beach على ساحل دورسيت (جنوب إنجلترا) الذى يبلغ طوله زهاء ٣٠ كم، ويربط اليابس بجزيرة بورتلاند، ويحصر لاجونا طويلة تسمى فليت Flee، ويبلغ ارتفاعه نحو ١٢ م فوق منسوب المد، وعرضه حوالى ١٠٠ م قرب الجزيرة (شكل ٩٧).

ومثال ثالث تجده فى ساحل غربى إيطاليا على البحر التيرانى قبالة المنطقة فيما بين ليجهورن وروما. فقد ارتبطت جزيرة Monte Argentario الصخرية باليابس الايطالى عن طريق اثنين من حواجز التومبولو يحصران بينهما بحيرة ساحلية يخرقها خط حديدى يصل الجزيرة بالساحل الايطالى (شكل ٩٨).

وهناك نوع من الحواجز ينشأ منفردا مستقلا بعيدا عن الشاطئ. ولا يتكون الحاجز البعيد عن الشاطئ Off Shore-Bar الا اذا كان هذا الشاطئ ينحدر انحدارا هينا جدا فوق مسافة كبيرة تجاه البحر، حيث يمكن للامواج أن تنكسر بعيدا عنه، كما هى الحال



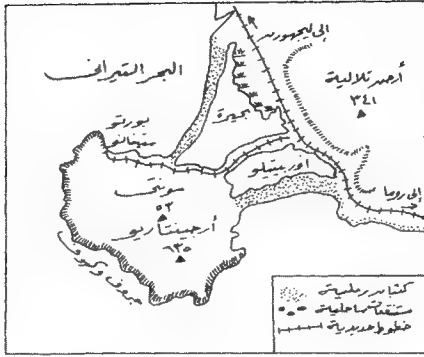
شكل (٩٦) الحواجز الخليجية بساحل بولندا

فى الجزء الجنوبى من ساحل امريكا الشمالية على المحيط الاطلسى . فهنا نجد أمثال هذه الحواجز التى تتركب من رمال وحصى وتبرز فوق مستوى مياه المد وتقع على بعد كيلومترات قليلة من الشاطئ (شكل ٩٩) .



شكل (٩٧) تشيسيل بيتش

والمرحلة الاولى فى عملية تكوينه تبدأ بعمليات حفر تقوم بها الامواج المتكسرة بعيدا عن الشاطئ فى قاع البحر (شكل ١٠٠ أ) . وقد تجلب تيارات الدفع كميات من الرواسب تتراكم فى الاخرى على امتداد خط تكسر الامواج (ومن هنا جاءت التسمية 'حاجز نقطة أو خط التكسر، break - point - bar) وفى المرحلة الثانية يتسع الحاجز وينمو صعودا الى أن يظهر فوق منسوب مياه البحر، ويحصر بينه وبين الشاطئ بحيرة ساحلية (لاجون Lagoon) (شكل ١٠٠ ب) وما تلبث البحيرة أن تعمرها النباتات المستنقعية، وتمتلئ تدريجيا بخليط من الرواسب والمواد العضوية، ويتزحزح الحاجز فى نفس الوقت نحو الشاطئ .



شكل (٩٨) تومبولو على الساحل الغربي لاييطاليا

وذلك لأن الامواج تحت في جانبه المواجه للبحر، وتلقى المواد المنحوتة عبره عند هبوب العواصف واشتداد الامواج ، الى جانبه المواجه للساحل . وقد تقدمت الحواجز في جنوب الساحل الامريكى كثيرا صوب اليابس، وامتلات البحيرات الساحلية المحصورة بينها وبين الساحل بالرواسب مكونة لبلجات رملية فسيحة ومنها بلاج بالم Palm وبلاج ميامى Miami في فلوريدا .

الكثبان الرملية :

يشيع وجود الكثبان الرملية فى المناطق الساحلية التى تتميز بانكشاف مساحات كبيرة من الرمال عند حدوث الجزر، فسرعان ماتجف تلك الرمال بواسطة الاشعاع الشمسى والرياح، وتذريها الرياح السائدة وتلقى بها على امتداد الساحل بعيدا عن متناول الامواج . ويتأثر تكوين الكثبان وتوجيهها بالرياح السائدة التى تكون شمالية بالنسبة لسواحل مصر الشمالية وسواحل شمال افريقيا بصفة عامة، وقد تكون غربية أو جنوبية غربية بالنسبة لسواحل بريطانيا وبعض سواحل شمال أوروبا .

ويلزم لتراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية الساحلية توافر بيانات معلومة تتمثل فى بلجات تكثف خلجانا رملية، وفى السنة وحواجز رملية، وفى مناطق المناقع القريبة من السواحل، وفى حصى الجروف البحرية الساكنة . وتلعب أنواع معلومة من النبات دورا مهما

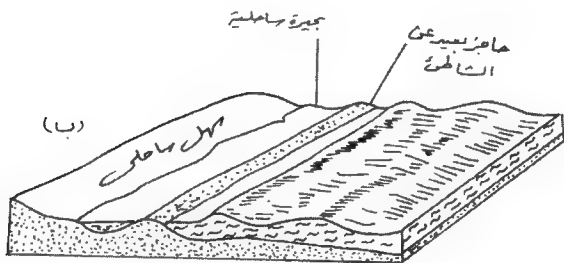
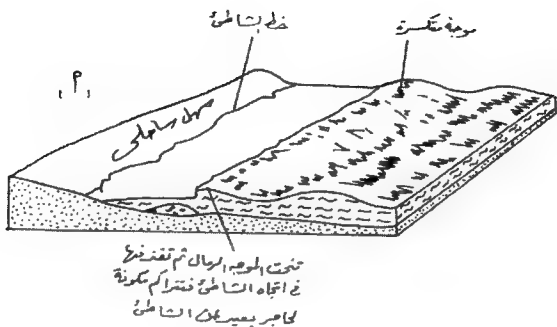


شكل (٩٩) جزء من ساحل أمريكا الشمالية على المحيط الاطلسي . يلاحظ أن الحواجز مقطوعة الصلة باليابس ، ومن هنا جاءت تسميتها بالجزر الحاجزية Barrier islands وتحتصر بينها وبين اليابس مياهها ضحلة تعرف بالساوند Sound. لاحظ أن رأس هاتيراس تتكون من اتصال حاجزين، وأن الحواجز الجنوبية قد تقدمت وأصبحت قريبة من الساحل.

في تثبيت الكثبان الرملية وفي نموها، وبدونها تتعرض رمال الكثبان للسفى، وبالتالي قد لا نرى سوى مسطحات رملية لا شكل لها. وللنبات النامي في رمال الكثبان وظيقتان، إحداهما تثبيت رمال الكثيب عن طريق جذورها المتشعبة الضارية فيها، والثانية استقبال رمال جديدة والامساك بها، ومن ثم تنمو الكثبان رأسياً وأفقياً وتتلاحم مكونة لسلاسل متصلة تظاهر الساحل.

وتتباين أشكال الكثبان الرملية الساحلية تبايناً كبيراً، وعادة تتخذ أشكالاً عشوائية، لكنها تتشكل أحياناً في هيئة قطع مكافئ، ويكون جانبها المواجه للرياح هو المقعر أى عكس الحال بالنسبة للكثبان الهلالية (البرخان) الصحراوية. ولقد يرجع ذلك الى ثبات الاجزاء السفلى من الكثبان بواسطة النبات الكثيف، بينما تكون أجزاؤها الوسطى العالية أقل كثافة في نباتها فتتعرض رمالها للهجرة صوب اليابس.

وتتميز كثير من الكثبان الساحلية بظاهرة «الثقوب» أو الثغرات Blow-Outs. وهي



شكل (١٠٠) (أ، ب) تكوين الحواجز البعيدة عن الشاطئ

تجاويف أو دهاليز تخترق خط الكثبان الرملية حينما ينكسر غطاء النبات بواسطة غزو الامواج لجبهة الكثيب، فتتحرى وتتكشف الرمال المفككة التي ما تلبث الرياح أن تذروها،

فينشأ تجويف كبير أو دهليز خلال الكثيب. ونتيجة لذلك قد تتكون كثبان جديدة بداخل خط الكثبان القديم، وتبعا لذلك يتقدم نطاق الكثبان نحو اليابس. فإذا ما كان مصدر الرمال الشاطئية وفيرا فإن خطا جديد من الكثبان الساحلية يتكون على الجانب المواجه للبحر. وبهذه الطريقة تنشأ خطوط من الكثبان الرملية المتوازية وتُشاهد أمثال هذه الخطوط الكثيبية المتوازية على امتداد سواحد خليج سيرت اللببية في نطاق عرضه يزيد على عشرين كيلو مترا من خط الساحل نحو الداخل.

تصنيف السواحل

تتأثر أنواع السواحل الناشئة من تغيرات منسوب البحر بعاملين رئيسيين هما : طبيعة الحركة التي تسبب الإغراق Submergence أو الارتفاع والظهور Emergence، ثم طبيعة الساحل الأصلية فيما إذا كان في السابق أرضا مرتفعة أو يابسا منخفضا. والسواحل الناشئة عن الإغراق بسبب الطغيان والغمر المحيطى - Oceanic Transgression هي السواحل الأكثر انتشارا في وقتنا الحاضر، وذلك بسبب الارتفاع العام الذى أصاب منسوب البحار العالمية في فترة ما بعد الجليد حتى وقتنا الحالى .

وهناك من السواحل ما عانى من عمليات الارتفاع والانخفاض سواء من جانب اليابس أو من جانب البحر عدة مرات، وانطبعت فيها ظواهر متعددة، بحيث لا يستبين فيها نموذج واضح لأى من النمطين السالفي الذكر (السواحل الغائصة والسواحل الظاهرة)، ومثلها يعرف بالسواحل المركبة Compound Coasts . فحينما انصهر جليد الغطاءات الجليدية البلايوستوسينية، وأخذت مياهه طريقها الى البحر، تغير منسوبه بالارتفاع، لكن قد نتج عن الانصهار انزياح ثقل وضغط عظيمين عن اليابس، فأخذ بالارتفاع أيزوستاتيا . وبسبب تداخل عمليات التغير هذه أيزوستاتيا وإيوستاتيا تعقدت النتائج الخاصة بتشكيل السواحل وأنماطها.

ويبقى بعد ذلك نمط السواحل المحايدة Neutral Coasts، التي لا تتصل نشأتها بفعل الذبذبات الايوستاتية (المائية)، وإنما نشأت عند هوامش أرض جديدة ظهرت بفعل الارساب، ومثلها : سواحل الدالات النهرية، وسواحل مسطحات الطين والمستنقعات، والسواحل المرجانية.

وفيما يلي دراسة لكل نمط من الأنماط السالفة الذكر.

أولاً : السواحل الغارقة

(Submerged Coasts)

يمكن تقسيم السواحل الغارقة الى مجموعتين بحسب طبيعتها وحالتها الاولى قبل أن

يصيبها الإغراق. فهناك مجموعة سواحل مرتفعة حل بها الإغراق، و مجموعة ثانية كانت منخفضة حين غمرتها مياه البحر. ولكل من الصنفين ظواهره الخاصة به

أ) السواحل المرتفعة التي أصابها الإغراق :

حينما يطغى البحر على هامش أرض مرتفعة مضروسة غير منتظمة، فإنه ينشأ عن ذلك خط ساحل مسنن كثير التعرج، وتكتنفه الجزر وأشباه الجزر، التي تبقى شاخصة ممثلة للأراضي المرتفعة السابقة للغمر.

وأهم أنواع السواحل التي تدخل ضمن هذه المجموعة ما يلي :

١- ساحل الرياس Rias.

٢- ساحل الفيودات Fiord، وفيه تمتد المرتفعات والأودية متقاطعة (عرضية) مع خط الساحل.

٣- الساحل الدالماشي أو الطولي Dalmatian of Longitudinal، وفيه تكون الجبال ممتدة بطول وموازية خط الساحل.

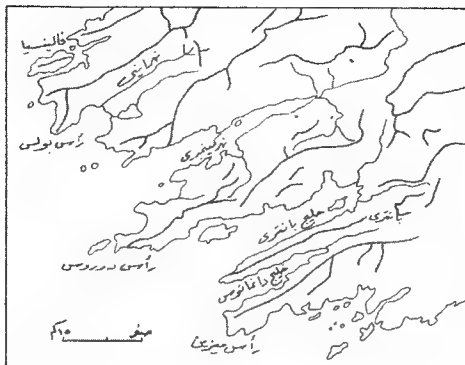
وفيما يلي دراسة خاصة مختصرة لكل نوع منها.

١- سواحل الريا :

ينشأ ساحل الريا Ria Coastline حينما يصيب التفريق مساحة من اليابس مرتفعة مطلة على البحر أو المحيط، حيث تلتقى التلال ومصبات أداني الأودية النهرية مع خط الساحل بزوايا قائمة. والرياس تبدو بشكل خلجان أو مداخل بحرية ذات شكل قمعي، وهي تتناقص في الاتساع والعمق كلما توغلت في داخل اليابس. وينتهي إليها ويصب في كل ريا منها نهر، وكل ريا في الواقع يمثل الجزء الأدنى السالف من النهر قبل حدوث التفريق.

ولهذا النمط من السواحل أمثلة عديدة، نذكر من بينها الساحل الأسباني الممتد الى الجنوب من رأس فينيستيرر Cape Finisterre في شمال غرب أسبانيا، ويدعى ساحل ريا، وهو الاسم الذي انسحب على كل السواحل المماثلة في خصائصها في العالم كظاهرة جيومورفولوجية. وأمثلة أخرى لسواحل الرياس نجدها في غرب أيرلندا، وعلى طول الساحل الغربي لبريتاني Brittany في شمال غرب فرنسا. وفي كل حالة من الأمثلة السابقة تشير خطوط الأعماق البحرية المتساوية لخلجان الريا إشارة واضحة لخصائص الوادي النهرى السالف الذي كان يمتد من صوب البحر قبل أن يصيبه التفريق.

وهناك نمط فرعي من خلجان الريا أو المصبات النهرية الغارقة، نجده على امتداد الساحل الجنوبي لكرنول Cornwall وديفون Devon بإنجلترا، وأيضاً في ساحل جنوب



شكل (١٠١) ساحل Rias في جنوب غرب أيرلندا. الخطوط السوداء الثقيلة توضح الامتداد التقريبي للحافات الرئيسية، ومعظمها ينتهي في البحر برؤوس أرضية Pro-montries.

بمبروك شير (Pembrokeshire) (بريطانيا)، قد تشكل نتيجة لتفريق هوامش هضاب منخفضة متقطعة. وأكبر خليجين قمعيين من نمط الريا هذا في شبه الجزيرة الجنوبية الغربية South-West Peninsula هما : ريا تamar (مصب نهري خليجي)، وعند نهايته تقع بلايماوث Plymouth ورسانات للأسطول الانجليزي. والريا الثاني : يسمى فال Fal، ويألف مخرجه الى البحر من شريط مائي (يسمى Carrick Roads) محمي تبلغ مساحته نحو ٢٦ كيلو مترا مربعا، وعمقه يزيد على عشرين مترا، وتطل عليه ميناء فال موث Falmouth، التي كانت فيما مضى من بين أهم الموانئ البريطانية، وهي الآن ما تزال مركزا مهما لاصلاح السفن.

٢- سواحل الفيوردات :

يوجد هذا النمط من الساحل في جهات متعددة من سواحل الكتل القارية، ويشتهر بالسواحل الفيوردية Fjord Ceastlines غرب اسكتلندا، وغرب وجنوب النرويج، وجزيرة جرينلندا، ولبراودور، وولاية كولومبيا البريطانية في غرب كندا، وشبه جزيرة ألaska في شمال غرب أمريكا الشمالية، وجنوب شيلي، ونيوزيلندا.

ولقد كانت الفيوردات في الاصل أودية جليدية عميقة أصابها التفريق بعد انتهاء الجليد البلايوستوسيني، وتبعاً لذلك فإن الفيودات بأشكالها الحالية لها كثير من خصائص

الاولدية الجليدية، فعلى سبيل المثال نرى قطاعها العرضي يبدو بهيئة الحرف الإفرنجي نأ، فهي عميقة شديدة انحدار الجوانب، وينتهي إليها عدد عديد من الاولدية المعلقة، وهي الروافد الجليدية السابقة.

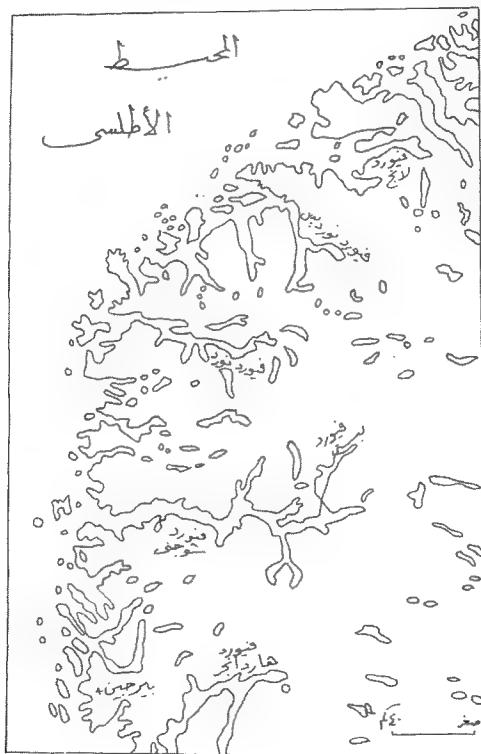


شكل (١٠٢) ساحل كورنول Cornwall قرب هوي Fowey، انجلترا الجزء الأدنى من وادي نهر هوي Fowey، أصابه التفريق أثناء ارتفاع منسوب البحر. مكونا لمصب ريا Ria-estuary.

وتتميز الفيوردات النرويجية بشدة العمق، وشدة انحدار الجوانب. وهي تنفرد بهذه الصفة عن غيرها من فيوردات اسكتلندا مثلاً. فالجانب الشمالي لفيورد سوجنى Sogne Fjord ينحدر بزاوية مقدارها يتراوح بين ٢٨ - ٣٤ من هضبة يوستيد السبر Jostedalbre الواقعة على ارتفاع ١٥٠٠ متر إلى عمق ٩٠٠ متر دون منسوب البحر. وله روافد، ذات جوانب أشد انحداراً منها الرافد المسمى نيرو Naero Fjord الذى يتصف بمنحدرات تزيد درجات انحدارها على ٥٠ بصفة مستمرة.

وتبدو فيوردات النرويج طويلة وضيقة، ومحدودة بخطوط مستقيمة، وتتصل بها روافد أو فروع بزاويا قائمة وشبه قائمة. ويبلغ طول السوجنى فيورد Sogne Fjord نحو ١٦٠ كيلو متراً، وعرضه لا يزيد على خمسة كيلو مترات الا نادراً، وهو ينتهى عند مدينة بيرجين الشهيرة على الساحل النرويجى. ويقال عن ذلك طولاً فيورد آخر له شهرة خاصة

هو فيورد تروندهايم Trondheim ، الذي ينتهي قرب ميناء تحمل نفس الاسم وطوله ١٢٠ كيلو مترا. أما فيورد هارد أنجر Hardanger فيبلغ طوله ١١٢ كيلو مترا، وله رافد أو فرع طويل يسمى سور So'r Fjord، طوله ٣٧ كيلو مترا.



شكل (١٠٣) ساحل غرب النرويج، نموذج لساحل الفيوردات

وعادة يوجد بالقرب من مخرج كل فيورد الى البحر، حاجز أو عتبة صخرية صلبة، يغطيها في بعض الاحايين غطاء من الرواسب الجليدية الاصل، ولقد يمثل هذا الغطاء الرسوبي ركاما جليديا نهائيا، وتتميز بوجود هذه العتبة كل فيوردات السواحل النرويجية، وهي تستقر على أعماق تتراوح بين ٤٥ - ٦٠ مترا تحت مستوى مياه البحر. وواضح أن العتبات أكثر ضحولة من داخلية الفيوردات التي تصل أعماقها الى ١٥٠٠ متر، بل لقد قيست أعماق وصلت الى ٢٠٠٠ متر في فيورد سورجنى. ويتصل هذا العمق ويستمر على امتداد القيعان الفيوردية حتى رؤوسها (تجاه اليابس).

وتسمى الفيوردات فى السواحل الاسكتلندية باسم Lochs وهى أشكال مثيلة للفيوردات لكن أبسط وأقل تعقيدا من فيوردات النرويج، ومنحدراتها سهلة هينة نسبيا. وهى تتميز بغيرها بالعمق الواضح، وبوجود العتبات الصخرية عند نهاياتها فى البحر. مثال ذلك لوش (فيورد) ليفين Loch Leven، الذى يفتح الى فيورد لينه Loch Linnh ومن ثم الى البحر، فوق عتبة صخرية تظهر أحيانا فى صفحة مياه البحر عندما يبلغ الجزرأذناه. وعند مصب فيورد اتيف Loch Etive تتواجد عتبة صخرية مماثلة.

وقد طال النقاش حول كيفية تشكيل السواحل الفيوردية، ونشأة الفيوردات. وقد تبين من مختلف الدراسات أن بعض الفيوردات يتمشى مع خطوط انكسارية، وبعضها آخر يحتل بالفعل أودية أخدودية. كما أن قسما من الفيوردات يتبع خطوط ضعف جيولوجية كقطافات تماس بين تراكيب صخرية غيرمتماثلة، ومتفاوتة الصلابة، وقسما آخر يمتد بطول تكوينات صخرية ضعيفة قليلة المقاومة. مثال ذلك فيورد هاردانجر Hardanger، الذى يمتد بطول ثنية مقعرة تتركب من صخور شبيست، وتنحصر بين كتلتين من الصخرالبللورى الصلب.

ومها يكن سبب النشأة الأولى، فإن تلك الخطوط الضعيفة، التى تتصف بأقل مقاومة، قد مكنت للانهار المائية قبل أن يحدث التجليد ويتراكم الجليد أثناء العصر الجليدى، أن تشق لنفسها أودية فى الاراضى المرتفعة. وفى أثناء العصر الجليدى البلايوستوسينى، تراكم الجليد فوق هذه الاراضى المرتفعة، مكونا لغطاءات جليدية سميقة وفسيحة. ومنها كانت تتحرك السنة جليدية ضخمة هى الثلجات التى لا شك اتخذت من الاودية النهرية السابقة المشار اليها مسارات لها، وشكلها الجليد بفعله، وخلع عليهاظواهره المميزة. وبعد انقضاء العصر الجليدى، وانصهار الجليد الذى انتهت مياهه الى البحر، فارتفع منسوبه، حدث التفريق، وامتألت الاودية بمياه البحر، وأضحت السنة منه أو أذرا له.

ويلازم السواحل الفيوردية ويوازيها فى الاغلب الاعم سلسلة متصلة الحلقات من

الجزر التلالية المنخفضة، وهى فى أغلب الظن تمثل الاجزاء المرتفعة من رصيف بحرى Strandflat أصابه التفریق . وعادة ما نجد هامغطاة برواسب ركامية . وتبدو هذه الظاهرة أشد ما تكون وضوحا أمام ساحل النرويج وبموازاته، حيث تعرف الجزر باسم سكيريس Skerries . وبينها وبين خط الساحل ينحصر شريط مائى هادئ المياه، إذ تحميه سلاسل الجزر من عواصف المحيط وأنوائه . وفيه تجرى السفن آمنة تجوب الساحل النرويجى من الجنوب الى أقصى الشمال . وقد شجع هذا الشريط المائى المحمى، بالإضافة الى الفيوردات، وهى الخلجان الطويلة العميقة المحمية أيضا، سكان النرويج على الانجاء نحو البحر وركوبه . فمنذ أكثر من عشرة قرون، كان رجال الفايكنج Vikings (رجال الفكس Viks ، أى رجال الخلجان أو الفيوردات) سادة بحار غربي أوربا، وكان مجرد ظهورهم بجوار السواحل الاوربية ينشر الرعب فى قلوب السكان . وما يزال البحر عصب الحياة لسكان النرويج، فالقطر من أوائل أقطار العالم فى صيد السمك وصيد الحيتان وفى التجارة عبر البحار .

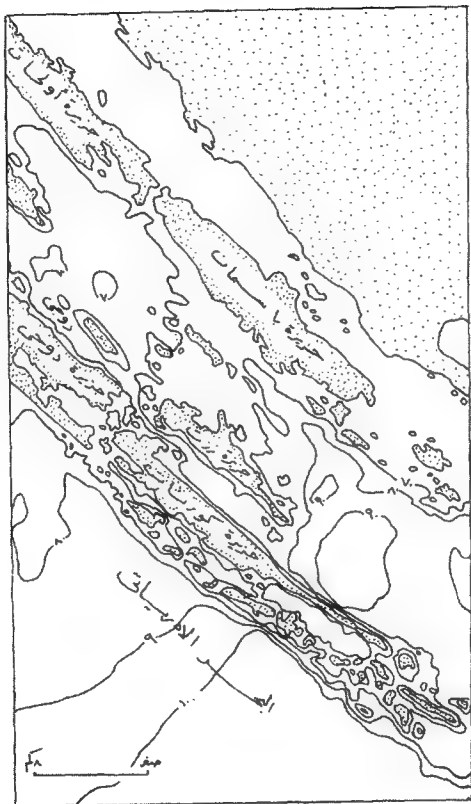
٣ - السواحل الدالماشية أو الطولية :

وفيهما تمتد الجبال بموازاة الساحل الذى يصيبه الهبوط والإغراق . وتبعا لامتداد المرتفعات فإن الساحل يميل الى الإستقامة والانتظام ما لم يكن الهبوط كبيرا . وحينئذ تصبح السلاسل الجبلية الخارجية عبارة عن صفوف طولية من الجزر، ويفصلها عن السلاسل الداخلية ممر مائى طويل كان فى الاصل، وقبل الهبوط والتفریق، واديا منخفضا يفصل بين السلاسل الجبلية الداخلية والخارجية .

ويبدو هذا واضحا على امتداد ساحل يوغسلافيا المطل على البحر الأدرياتي، وهو «النموذج الدالماشى» للسواحل الطولية ذات الظواهر المميزة المشار اليها . وينعكس اتجاه مرتفعات الألب الدينايية الشمالى الغربى - الجنوبى الشرقى على شكل وتوجيه الجزر، وأشباه الجزر، والخلجان التى تعرف هناك باسم كنالى Canali وقالونى Valloni . ويبدو أن هذا النطاق ما يزال معرضا للهبوط والتفریق، يدل على ذلك العثور على مخلفات للإستيطان البشرى، وبعضها يمثل بقايا تنسب للعهد الرومانى، تحت منسوب البحر الحالى بنحو مترين .

وهناك أمثلة أخرى عديدة للسواحل الطولية الغارقة نجدناها على امتداد سواحل غرب الأمريكتين، وتعرف أحيانا بنوع «الساحل الباسفيكى» . وأيضاً فى سواحل جنوبى أيرلندا فى نطاق مرفأ كورك Cork harbour .

وينشأ عن عمليات التفریق فى كل حالة من الحالات الثلاث المشار اليها وأمثالها،

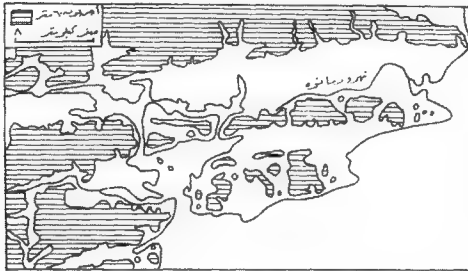


شكل (١٠٤) ساحل دالماتيا Dalmatia اليوغسلافي . الأرض اليابسة موضحة بالنقط ،
وخطوط الأعماق المتساوية بالمتري .

تكوين ساحل شاب، تدأب عمليات التعرية البحرية فى التأثير فيه، لتخلع عليه أشكالاً جديدة تتفق ومختلف مراحل التعرية الساحلية .

ب) السواحل المنخفضة التى أصابها التفريق :

حينما يحدث الطغيان البحرى لنطاق ساحلى منخفض، فإن نتائجه تمتد لتشمل رقعة من اليابس ضخمة رحبة، نظراً لأن أى انخفاض طفيف فى النطاق الساحلى، أو أى ارتفاع ضئيل فى منسوب مياه البحر، يسمح لمياه البحر بالطغيان على مساحة كبيرة بسبب أن منحدرات النطاق الساحلى تكون سهلة هينة .



شكل (١٠٥) ساحل مرفأ كورك Cork harbour ، قسم من ساحل جنوب أيرلندا. نمط تعاريج الساحل الناشئة عن تفريق جزئى لمساحة ساحلية كانت تتميز بحافات منخفضة ، وأودية موازية للامتداد الرئيسى لخط الساحل.

وحين يحدث التفريق لساحل منخفض هذا حاله ، فإن الأودية النهرية التى تجرى عليه تتحول الى خلجان عريضة ضحلة ، وتنتشر المستنقعات ، كما تظهر مسطحات الطين حين الجزر. ويكثر وجود القنوات والمداخل المائية (الخلجان) الضحلة المتعرجة . ومثل هذا نجده ظاهراً واضحاً فى ساحل جنوب سفلوك Suffolk .

وعلى حين تكون السواحل المرتفعة التى أصابها التفريق مجالا لفعل التعرية البحرية ، فإن السواحل المنخفضة التى غمرها ماء البحر تكون مسرحاً للارساب . وتبعاً لذلك تنشأ الألسنة الارسابية Spits ، والحواجز البعيدة عن الشاطئ Offshore Bars ، واللاجونات (البحيرات الساحلية الطويلة) والمستنقعات الساحلية . ويعمل الارساب بالتدريج كى يستقيم الساحل ، فيطمس معالم التعرج والتسنن التى نشأت مع الاغراق .

ومن أنماط السواحل التي تدخل ضمن هذه المجموعة:

١- سواحل الارساب الجليدي:

وتبدو هذه الظواهر واضحة جلية في بعض شواطئ شمالي أيرلندا، حيث الساحل المنخفض الذي يحمل أشكال إرساب جليدي سابق، كأشكال الدرملين Drumlin، التي تبدو بعد التغريق في هيئة جزر تلالية مستديرة منخفضة. ومثال آخر لهذا النمط من السواحل يتواجد في منطقة مرفأ بوسطن Boston بشمال شرقي الولايات المتحدة الأمريكية، حيث طغى البحر على مساحة تتركبها الدرملين المستديرة الهامات.

٢- سواحل الغابات الفارقة:

تتميز بعض السواحل بوجود طبقات من النباتات المتفحمة تمتد بطولها، وفيها قد إنطمرت جذور الأشجار وسيقانها، وهي توجد فيما بين منسوبي المد والجزر. أو قد تخفى أحيانا أسفل مستوى مياه الجزر. وتظهر أعمال الحفر الخاصة بإنشاء المرافئ وأحواض رسو السفن وإصلاحها كثيرا من هذه الظواهر. ولذلك أمثلة عديدة في أحواض بارى Barry في جلامورجان Glamorgan، وحول سوث أمبتون Southampton.

ويتميز كثير من سواحل لانكشير Lancashire، وشبه جزيرة ويرال Wirral، وسواحل شمال ويلز بوجود هذه الطبقات النباتية المتفحمة. وعلى عمق عشرين مترا في نطاق ساحل قنال بريستول Bristol Channel وفي سواحل كورنوال Cornwall توجد طبقة تحتوى على جذور وجذوع أشجار البلوط. ومثل هذا نجده في بعض سواحل أيرلندا. وكثيرا ما تجلب شباك الصيد المعروفة بشباك الجر قدرا من الذبات المتفحم الى البر.

٣- ساحل الفيوردات:

تنفرد بعض السواحل المنخفضة بظواهر تخرج خاصة يطلق عليها اسم الفيوردات Fjaerd. وهواسم تعرف به على الخصوص سواحل جنوب السويد المنخفضة الكثيرة التعاريج، ولربما كان اللفظ تحويرا للفظ فيورد Fjord النرويجي.

ويتألف الفيورد من مدخل أو لسان بحري خليجي الشكل، يتميز بجوانب منخفضة هيئة الانحدار، ومتوازية الى حد كبير، وتكتنفه الجزر الهامشية. و هو يختلف عن الفيورد Fjord في أنه يتواجد في بيئة منخفضة، كما أنه أكثر من الفيورد اتساعا، وأقل منه انتظاما. ويتميز عن الريا Ria بأنه أكثر عمقا، كما تتواجد عند مخرجه عتبة تشبه العتبة التي تشكل مخرج الفيورد.

ويبدو أن الفيورد يشبه الفيورد في أصل النشأة، فقد قامت التعرية النهرية فيما قبل الجليد بتشكيله، ثم شارك الجليد بفعله، وتأثير مجارى أسفل الجليد، في تعميقه وتوسيعه، ثم تم تغريقه بمياه البحر. وفي كثير من الفيوردات تصب أنهار السويد المتوازية المجارى، التي تنتهى الى البحر البلطى.

وهناك ظواهر مشابهة للساحل الفييردى فى جهات أخرى، مثل ما فى سواحل جزر شيتلاند Shettland، وعلى امتداد سواحل نوفا سكوشيا Nova Scotia.

٤- الساحل الألماني :

ترجع الخصائص الحالية لسواحل ألمانيا (بشميها الشرقى والغربى) للتغريق الذى حدث فيما بعد الجليد لسهل ساحلى يتحدر انحدارا سهلا هينا، لكن بغير انتظام، ويتألف من صخور حديثة النشأة، تغطيها رواسب تراكمت بفعل الجليد.

فعلى امتداد الساحل الألماني المطل على بحر الشمال حول التغريق النطاق الخارجى للكثبان الرملية القديمة الى سلسلة من الجزر الرملية المنخفضة، وهى التى تعرف بجزر فريزيان الشرقية والشمالية East and North Frisian Islands، ويفصلها عن اليابس نطاق من مسطحات الطين، يسميها الألمان باسم فاتين Watten.

وفضلا عن ذلك فقد غزت مياه البحر المصببات النهرية السالفة، وحولتها الى خلجان تبدو الان اكبر حجما من الانهار التى تنتهى اليها، مثل نهرالإمز Ems الذى يصب فى خليج دولارت Dollart، وجيد Jade الذى ينتهى الى خليج جيد Jade-Busen.

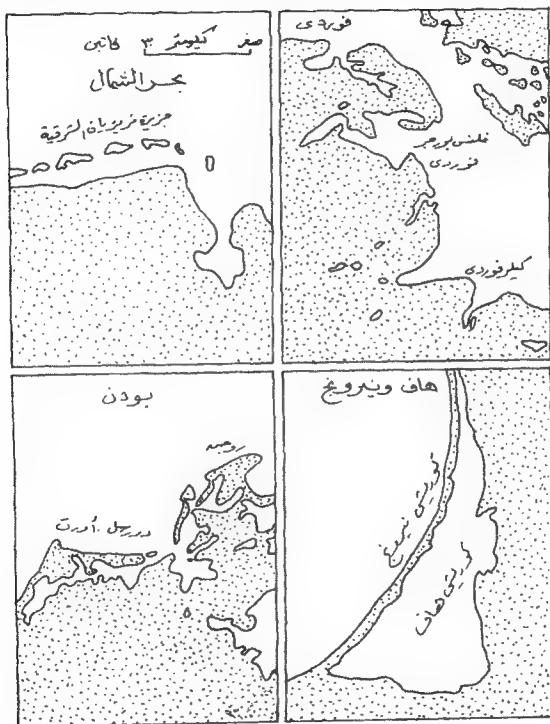
ويتميز الساحل الألماني المطل على البحر البلطى بمداخل وخلجان بحرية طويلة ذات جوانب مستقيمة، وهى تتعمق كثيرا فى يابس مقاطعتى شليزفينج - هولشتاين Schlesvig Holstein. وهى فى الاصل الاجزاء الدنيا من مجارى مائية أصابها التغريق. ويحتمل أن شارك الجليد بفعله فى نحتها، عن طريق المجارى المتدفقة فيما تحت الغطاء الجليدى البلايوستوسينى، ويطلق على هذه الخلجان فى الساحل الألماني اسم فوردين Foerden. ويتميز الساحل الغربى للبحر البلطى عموما بهذه الظاهرة التى يطلق عليها فى الدنمرك الاسم النرويجى «فيورد»، رغم أنها تختلف عنه كثيرا فى الشكل، لهذا لا ينبغى الخلط بينهما.

وأشهر خلجان الفوردى فى ألمانيا ثلاثة هى : فلينز بورج Flensburger Foerde، وفوردى كييل Kieler Foehrde، ثم فوردى إيكرن Eckern Foehrde.

وتكتنف الساحل الجنوبى للبحر البلطى سلسلة من الجزر ذات شكل فريد، تفصل بينها مداخل بحرية أو خلجان ذات شكل خاص متميز أيضا تعرف باسم بودين Bodden. ويتألف نطاق جزر روجين Ruegen من عدد غير منتظم من الجزر التى نشأت أصلا عن عمليات هبوط لساحل مكون من كثبان رملية قديمة، ويصل بين هذه الجزر السنة رملية تضم عددا من خلجان البودين.

وينفرد الساحل الجنوبى الشرقى للبحر البلطى الذى يتبع الآن بولندا والاتحاد الروسى

(والذى تم اقتطاعه فى أعقاب الحرب الكبرى الأخيرة من ألمانيا) بنمو الألسنة الرملية المشهورة باسم هو نيرونجين Nehrongen، وهى النمط الذى ينمو عبر المصببات النهرية الخليجية الضحلة الناشئة عن التفريق بسبب الطغيان البحرى. وخلف هذه الألسنة الرملية



شكل (١٠٦) سواحل ألمانيا - الأرض اليابسة موضحة بالنقط

التي تعمل على استقامة خط الساحل، وبينها وبين اليابس الساحل تمتد لاجونات تعرف هناك باسم هافي Haffe .

ثانيا : السواحل الظاهرة

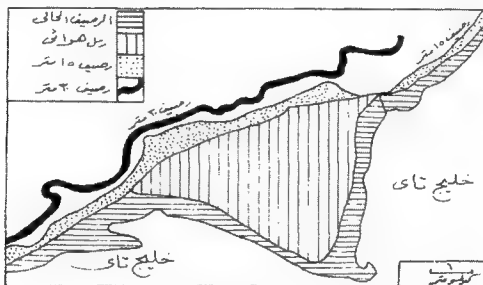
(Emerged Coasts)

وهي السواحل التي انحسرت عنها مياه البحر. ويمكن تقسيمها الى قسمين رئيسيين هما:
(أ) سواحل ظاهرة مرتفعة Emerged Upland Coasts .

(ب) سواحل ظاهرة منخفضة Emerged Lowland Coasts .

(أ) السواحل الظاهرة المرتفعة :

الظاهرة الرئيسية التي يتميز بها هذا النمط من السواحل هي الشاطئ أو الرصيف المرتفع Raised beach ، أو خط الجرف Cliff-line الذي يوجد الآن فوق منسوب فعل الأمواج .



شكل (١٠٧) الارصفة المرتفعة في نطاق خليج تاي Firth of Tay

ويرتبط تكوين هذه الارصفة البحرية، وخطوط الشواطئ القديمة، بالذبذبات في منسوب مياه البحار العالمية أثناء عصرى البلايوسين والهولوسين، وقد سبق أن درسنا هذا الموضوع في فصل خاص هو الفصل الرابع .

(ب) السواحل الظاهرة المنخفضة :

يظهر الساحل المنخفض فوق منسوب مياه البحر، نتيجة لرفع جزء مجاور من الرف القارى المتاخم لليابس . وخير مثال لهذا النمط من السواحل، ساحل جنوب شرقى الولايات المتحدة، الذى يحدد هامشه تجاه اليابس الأمريكى «خط المساقط Fall-line»، الذى عنده

تهبط المجارى المائية من مرتفعات أبلش الى السهل عبر سلسلة من الشلالات. ويغوص هذا السهل الساحلى فى مياه المحيط، دون تغير فى انحداره الهين الى الرف القارى، الذى كان السهل قسما منه فيما مضى.

وتتألف مواد صخور هذا السهل الساحلى من رمال، وحصى، ورواسب طينية وجيرية. وكلها رواسب قارية الاصل، وإرسابات مياه ضحلة. وقد اندمجت وتصلبت مكونة لصخور رملية، وصخور جيرية، وشيل رسوبى. وفى نطاقه تسير عمليات الارساب بخطى سريعة مكونة للحواجز الارسابية البعيدة عن الشاطئ Off-Shore bars، كما وتنشأ اللاجونات، والمنافع المالحة، والألسنة الرملية، وسلاسل الكتبان الرملية، والبلاجات الرملية المستوية.

وهناك أمثلة أخرى لسواحل منخفضة اشربت وظهرت فوق صفحة الماء بعد انحسار الماء، نجدها فى الشاطئ الشمالى لخليج المكسيك، والساحل الجنوبى للريو دى لابلاتا Rio de la Plata فى الأرجنتين.

السواحل المرجانية

يطلق تعبير السواحل المرجانية Coral Coasts، على السواحل التى تنمو على امتدادها الشعاب المرجانية. وتتكون الشعاب المرجانية، متى توفرت شروط حياة ونمو الحيوان المرجانى، حول هوامش القارات (أستراليا)، وحول شواطئ الجزر مثل غينيا الجديدة New Guinea وكاليدونيا الجديدة New Caledonia، وشواطئ الجبال البركانية التى تصعد بمنحدرات شديدة من القيعان المحيطية، مكونة لعدد عديد من الجزر المبعثرة فى المحيط الهادى، مثل جزر فيجى Fiji، وساموا Samoa وتنشئ المراجين أيضا جزرا مرجانية محلية ترتفع من أعماق المحيط مثل جزر جيلبيرت Gilbert، وإليس Elice، ومارشال Marshall، وأكثرها تنتشر المراجين فى غرب المحيط الهادى وفى وسطه. وتوجد فى المحيط الهندى فى محيط لأكاديف Laccadives ومالديف Maldives غرب سيريلانكا، وحول جزر أندمان Andamans، وسيشيل Sychelles، وموريشيوس Mau-ritius ويتحدد وجودها فى المحيط الاطلسى فى أرخبيل جزر الهند الغربية (جزر البحر الكاريبى).

الفصل الثامن

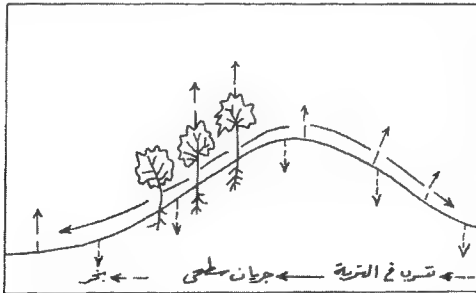
الماء الباطني وأثره في تشكيل سطح الأرض
مورفولوجية الكارست

الماء الباطني وأثره في تشكيل سطح الأرض

حركة الماء أسفل وجه الأرض موضوع هام طبيعياً وبشرياً. ويتم الحصول على قسم لا يستهان به من مياه الشرب عن طريق حفر الآبار لضخ الماء الباطني، الذي يتم تكريره طبيعياً أثناء تجوله خلال الصخر، وتدين كثير من القرى بمواقعها إلى ظهور الماء الباطني على السطح في هيئة ينابيع، وفي الجهات الجافة وشبه جافة يصبح الماء الباطني المصدر الوحيد للمياه اللازمة للأحياء. فضلاً عن ذلك فإن النشاط التحتاني للمياه، أثناء تسربها ومعالجتها لمسالكها خلال الصخور، لا يقتصر تأثيره على تشكيل ظاهرات تحت سطحية، تتميز بالتنوع في المناطق الجيرية، ولكنه ينشئ أيضاً ظواهر سطحية كالبالوعات، ومنخفضات الإرتكاز، والكهوف وغير ذلك مما سنعرض له بعد قليل.

وتتعدد مصادر الماء الباطني: فقسم يسير منه، يعرف بالماء المتبقى Conuate Water تم حفظه واستبقاؤه في الصخور الرسوبية منذ فترة تكوين تلك الصخور، ومنه كمية تأتي عن طريق التحرر أثناء عمليات التمايز في أفران الصهير، وهذا الماء عادة ما يكون حاراً ومتمعدناً، ويعرف بالماء الصهيري Juvenile or Magmatic وقد يتسرب بعض الماء البحري أو المحيطي خلال الصخور إلى يابس المناطق الساحلية. والواقع أن كل هذه المصادر صغيرة الأهمية إذا ما قارناها بالماء الكوني (الجوي) Meteoric الذي يصدر من المطر مباشرة، أو من انصهار الثلج والجليد.

وحيثما تتساقط الأمطار أو تنصهر الثلوج، ينصرف قسم من المياه على السطح مكوناً للمجاري المائية والأنهار، ويتبخر قسم ثان بطريق مباشر، أو غير مباشر بواسطة النتح



شكل (١٠٩) مصير مياه المطر

النباتى، ويتسرب قسم ثالث خلال التربة إلى الصخر الأساسى كى يكون الماء الباطنى، أو ما يسمى بالماء الفرياتي Phreatic (شكل ١١٠) .

وتتحكم طبيعة الصخور، وانحدار الأرض والمناخ فى نصيب كل من الجريان والتبخر والتسرب. فالجريان على المنحدرات الشديدة يكون أعظم منه على المنحدرات الهينة، والتبخر فى المناخات الجافة أكثر منه فى الرطبة، والتسرب يجد سبيله فى سهولة ويسر خلال الصخور الرملية والجيرية والطباشيرية، ويقل فى الصخور البلورية كالجرانيت.

نفاذية الصخور؛

يمكن تقسيم الصخور من هذه الوجهة إلى صخور منفذة permeable تسمح بتسرب المياه خلالها، وإلى صخور غير منفذة impermeable أو صماء لا تسمح بتسرب المياه بقدر معقول. وتدين الصخور المنفذة بخاصية النفاذية إما إلى (١) مساميتها porosity، التى اكتسبتها عن طريق نسيجها المفتوح، ومكوناتها الخشنة الحبيبات، وضعف تماسكها، مع وجود مسام ذات أحجام معينة، ومن هذه الصخور الحجر الرملى والحصوى (صخور المجمعات) والصخر الجبرى الحبيبي، أو (٢) أن تكون نفاذيتها Pervious، تركيبية بمعنى أن تكون الصخور كثيرة الفواصل، وفيرة الشقوق والكسور التى خلالها يمكن للمياه أن تتسرب باطنياً، ومثلها الصخور الجيرية، والطباشيرية، وصخر الكوارتزيت، والجرانيت المفصلي.

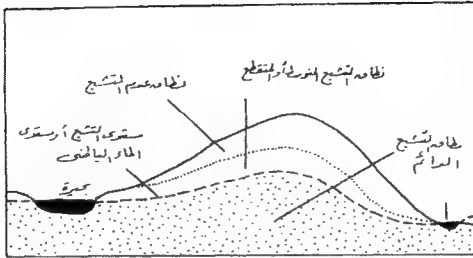
وتخلو الصخور الصماء، كالإردواز والشيل والجابرو من الضعف التركيبى impervious. لكن بعضها يتصف بالمسامية، فالصلصال يتركب من حبيبات بالغة الدقة، تفصلها عن بعضها مسام بالغة الصغر، لكنه حين يبتل، تمثلى المسام بالماء وتغلغل بالتوتر السطحى، فلا تسمح بتسرب المياه خلالها، فالصلصال يستطيع الإمساك بالمياه، ولكنه لا يسمح لها بالتسرب خلالها.

مستوى الماء الباطنى Water Table،

يتحرك الماء الذى يخترق الصخور السطحية نزلاً إلى أن يصل إلى طبقة من الصخور الصماء، فتتوقف حركته فى العمق عندها. وإذا استثنينا المناطق من سطح الأرض التى يستقر الماء فوقها مكوناً لبحيرات أو مستنقعات، فإنه يمكن القول بوجود ثلاثة نطاقات مائية أسفل السطح، وهى (شكل ١١٠):

١- نطاق عدم التشبع: Zone of non-saturation وهو يقع أسفل السطح مباشرة، ويمر الماء خلاله، ولا يبقى منه فى المسام، بعد امتصاص النبات، سوى النذر اليسير.

٢- نطاق التشبع المتوسط: Zone of intermittent saturation وتحوى مسام صخور هذا النطاق مياهاً عقب سقوط الأمطار لفترة طويلة، ولكنها تجف إذا طالت فترة الجفاف.



شكل (١١٠) مستويات الماء الباطني

٣- نطاق التشبع الدائم: Zone of permanent saturation وهو يمتد في العمق إلى الطبقة الصماء التي تكون حدود التسرب، ومسام صخور هذا النطاق تكون دائماً مملوءة بالماء. والسطح العلوي لنطاق التشبع يعرف إما بمستوى الماء الباطني أو بمستوى التشبع.

وإذا ما رسمنا مستوى الماء الباطني في هيئة قطاع كما في شكل (١١٠) فإننا سنجد أنه يتبع مسار القطاع السطحي على وجه التقريب، لكننا نرى أن انحداراته تكون أقل من انحدارات قطاع السطح. ويميل مستوى الماء الباطني إلى الهبوط بالقرب من الأودية النهرية، نظراً لكبر سرعة الجريان السطحي، وسرعة انصرافه. وتتحرك المياه الباطنية من الأجزاء التي يكون فيها مستوى الماء الباطني مرتفعاً إلى الأجزاء التي يكون فيها منخفضاً. وحركة الماء الباطني أبطأ بكثير من حركة الماء السطحي، نظراً لأن الخاصية الشعرية والاحتكاك بمكونات الصخر يعرقلان حركة الماء الباطني.

الينابيع،

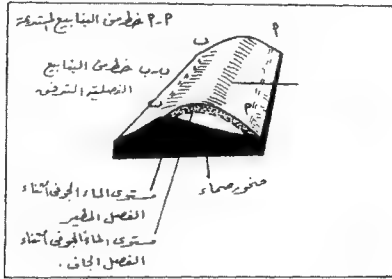
حينما ينبثق الماء انبثاقاً طبيعياً فوق سطح الأرض يسمى ينبوعاً. وقد تتدفق المياه منه بعنف ظاهر، وقد تنز وتنساب في هدوء. وقد تتجاوز الينابيع وتنتظم في خط يطلق عليه خط الينابيع Spring line ويشير إليه في العادة وجود صف من القرى تعتمد أساساً على الينابيع كمورد للمياه. ويرتبط توزيع الينابيع بطبيعة التراكيب الصخرية، وبقطاع التضاريس السطحية، إذ تنبثق الينابيع عادة حيث يتقاطع السطح مع مستوى الماء الباطني. ومن الينابيع ما هو دائم، ومثلها يستقى مياهه من مخزن جوفي وفير المياه، وعادة ما تقع في منطقة غزيرة المطر طول العام. أما الينابيع الفصلية أو المتقطعة التدفق فإنها عادة توجد في منطقة يحل بها فصل جفاف.

أنواع الينابيع:

وهناك العديد من أنماط الينابيع، وأكثرها شيوعاً ما يلي:

١- نوع يرتبط وجوده في جوانب التلال بطبقة صخرية منفذة تقع فوق طبقة صخرية صماء.

٢- وفي الشكل رقم (١١١) نرى صفيين من الينابيع يقعان حيث تلتقي الطبقتان الصخريتان بالسطح. لاحظ أن أحد الصفيين دائم التدفق، والآخر فصلي.



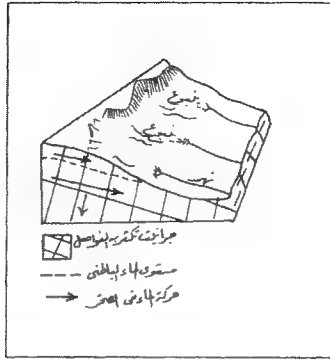
شكل (١١١)

٢- نوع يرتبط وجوده بصخور كثيرة الفواصل في منطقة تلالية. وهنا تتسرب المياه خلال الفواصل. وتنبثق الينابيع حيث يتقاطع مستوى الماء الأرضي بالسطح (شكل ١١٢).

٣- ينشأ نوع من الينابيع حيث يتقاطع سد رأسى أو أفقى مع السطح.

وفي الشكل (١١٣)، يقطع سد رأسى طبقة صخرية منفذة، فيسد الطريق أمام المياه، فيرتفع مستوى الماء الجوفي أمام السد، إلى أن يلاقى السطح، فتنبثق الينابيع.

٤- من أكثر أنماط الينابيع انتشاراً، ذلك النمط الذي يرتبط وجوده بأسفل واجهات الكويستات، وبظهورها، وخاصة في المناطق التي تتركب من صخور جيرية أو طباشيرية وترتكز على صخور صماء. وفي العادة ينشأ خطان من الينابيع (شكل ١١٤): أحدهما على امتداد حصيض الكويستا، والآخر على ظهرها (منحدر الميل). ولما كان التصريف المائي السطحي قليلاً أو معدوماً فإن مواقع الاستقرار تتحدد بمواضع وجود الينابيع. مثل ذلك ينابيع إقليم كوتس وولدس Cotswolds بانجلترا، حيث يوجد خط ينبوعى عند



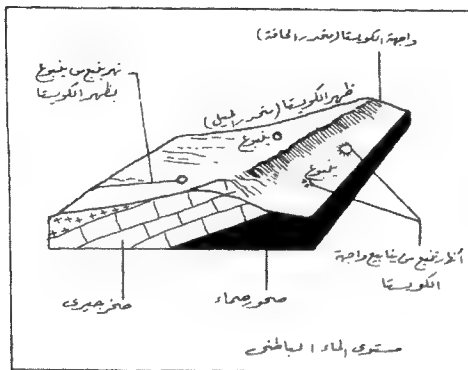
شكل (١١٢)

أسفل واجهات الكويستات فى الجانب الغربى للأقليم. وفى انجانب الشرقى يمتد خط ينبوعى آخر فوق ظهور الكويستات. ويعتبر نطاق «الينابيع السبعة» Seven Springs فى الإقليم المنيع الرئيسى لنهر التيمز.



شكل (١١٣)

٥- وينشأ نوع من الينابيع حينما يتعاقب وجود طبقات منفذة وصماء تميل جميعاً ميلاً هيناً، فحينما تتساقط الأمطار فوق الأطراف المكشوفة للصخور المنفذة، تتسرب المياه وتنحدر على أسطح الانفصال الطبقي المائلة، وتظهر في النهاية على هيئة ينابيع (شكل ١١٥).

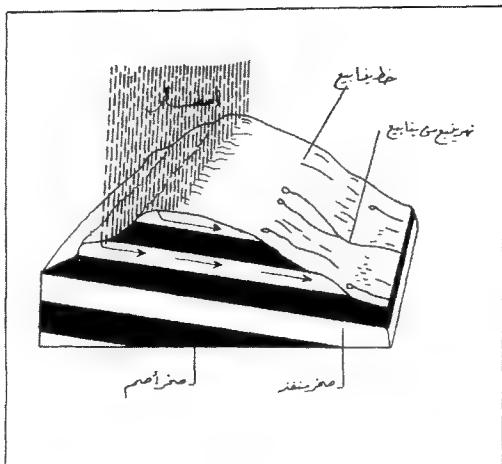


شكل (١١٤)

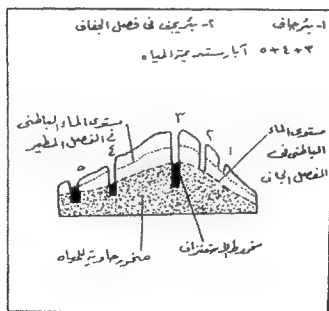
٦- يكثر وجود الينابيع حيث تلتقي بالسطح قاعدة صخور جيرية ترتكز على صخور صماء. ومثلها يدعى فوكلوز نسبة لنافورة فوكلوز Fontaine de Vaucluse في وادي الرون، حيث ينبع نهر سورج Sorgue من ينابيع تمتد أسفل جروف صخرية جيرية يبلغ ارتفاعها نحو ٣٥٠ م.

الآبار:

البئر ثقب يحفر في الأرض إلى ما دون مستوى الماء الباطني. فننشع المياه من الصخور إلى البئر. وتوجد المياه بصفة مستديمة في الآبار التي تصل إلى ما دون مستوى الماء الباطني بقدر كبير. أما الآبار التي تحفر إلى ما دون هذا المستوى مباشرة فإنها تتعرض للضوب حين يحل الفصل الجاف (شكل ١١٦) ومياه الآبار الضحلة عادة ما تكون ملوثة نظراً لأنه لم يتم تكريرها طبيعياً خلال الصخر. وحتى يكون البئر جيد المياه



شكل (١١٥)



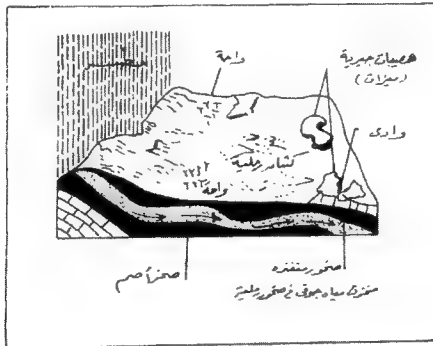
شكل (١١٦)

لا بد من حفره إلى أقصى عمق ممكن أسفل مستوى الماء الباطنى، وتنغى الإشارة إلى أن استمرار ضخ المياه من البئر يسبب انخفاضاً فى مستوى الماء الباطنى محلياً، مكوناً لما يعرف بمخروط الاستنزاف شكل (١١٦) وحين ينشئ ضخ المياه من بئر كبير مثل هذا المخروط، تجف الآبار الضحلة المجاورة بالتدريج. وقد تسببت الزيادة المستمرة فى ضخ المياه لتأمين مدينة لندن فى خفض مستوى الماء الباطنى فى حوض لندن أكثر من ٣٠ متراً خلال الخمسين سنة الأخيرة. وتصبح الحياة ممكنة فى الأقاليم الجافة حيثما أمكن رفع المياه من الآبار.

الأحواض الأرتوازية،

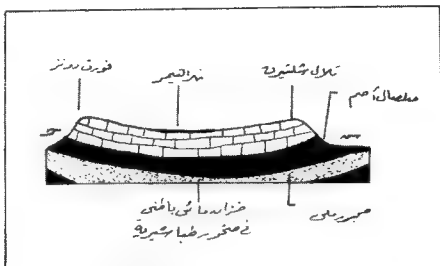
وفىها تنتظم الطبقات الصخرية فى هيئة ثنية مقعرة ضحلة هيئة الانحدار. ويتركب الحوض من طبقتين صخريتين غير منفذتين تحصران بينهما طبقة منفذة، تبرز هوامشها ظاهرة فوق السطح، وتنفذ مياه الأمطار إلى الطبقة المنفذة من مخارجها. وتتسبب تلك الطبقة بالماء، وتدعى عندئذ «مخزن ماء جوفى» Aquifer. وتوجد أحواض أرتوازية ضخمة فى غرب استراليا وفى الصحراء الكبرى، وفى أجزاء من أمريكا الشمالية من سسكتشوان إلى كانساس.

ويوضح الشكل رقم (١١٧) جزء من الحوض الأرتوازي فى الصحراء الكبرى. ويلتوى مخزن المياه فى بعض الأماكن تجاه السطح، وتكشف عنه تعرية الرياح أحياناً،



شكل (١١٧) قطاع عبر جزء من الصحراء الكبرى

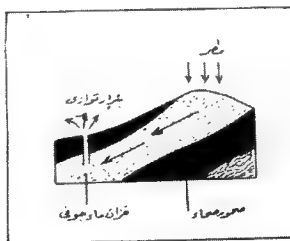
فظهر الغدران، وتدفق العيون، وتحفر الآبار وتنشأ الواحات. ويتكون حوض لندن من ثنية مقعرة ضحلة، تتركب من الصخر الطباشيرى المحصور بين طبقات صلبة (شكل ١١٨).



شكل (١١٨) قطاع عبر حوض لندن

الآبار الأرتوازية:

حينما يحفر بئر في مخزن ماء حوض أرتوازي، ويكون ضغط المياه كافياً لدفع الماء من المخزن لتصعد إلى السطح، يسمى البئر حينئذ بئراً أرتوازيًا Artesian Well. شكل (١١٩). أما إذا اقتصر الضغط على دفع المياه إلى قرب السطح، فإن البئر يسمى في هذه الحالة بئراً شبه أرتوازي. وترجع تسمية الآبار بهذا الاسم إلى منطقة أرتوا Artois في شمال شرق فرنسا حيث حفر هذا النوع من الآبار منذ زمن بعيد.



شكل (١١٩)

وللآبار الارتوازية قيمة كبيرة في كثير من أجزاء العالم، خصوصاً حيث توجد أحواض كبيرة شبه جافة تحيط بها سلاسل من القلال تمثل مساحات لتجميع المياه. وتعتمد الصحارى العربية على المياه الباطنية في سد احتياجات سكانها من المياه. ويرجع الفضل في وجود كثير من واحاتها للآبار الارتوازية التي تصل مياهها إلى السطح طبيعياً.

الظواهر الجيومورفولوجية في المناطق الجيرية الرطبة

(مناطق الكارست)

تتميز بعض المناطق الجيرية في الجهات المطيرة بأشكال أرضية مثالية خاصة. ويرتبط تكوين هذه الأشكال ارتباطاً وثيقاً بما ينشأ عن عمليات الإذابة من توسيع الشقوق والفواصل والكسور، ولا بد أن يكون مستوى الماء الباطني أسفل السطح على عمق يسمح للمياه أن تتسرب باستمرار في العمق خلال الصخور، وتسود هذه الأشكال مناطق خاصة من العالم أشهرها: منطقة الكارست Karst في غرب يوغوسلافيا، وإقليم الكوس Causses في جنوب شرق الهضبة الوسطى بفرنسا، وهضبة كنتاكي في الولايات المتحدة، وشبه جزيرة يوكاتان بأمريكا الوسطى، ومنطقة البنين بانجلترا.

وفيما يلي وصف مجمل لأهم ظواهر الكارست (شكل ١٢٠).

١- الأسطح الجيرية المضرسة:

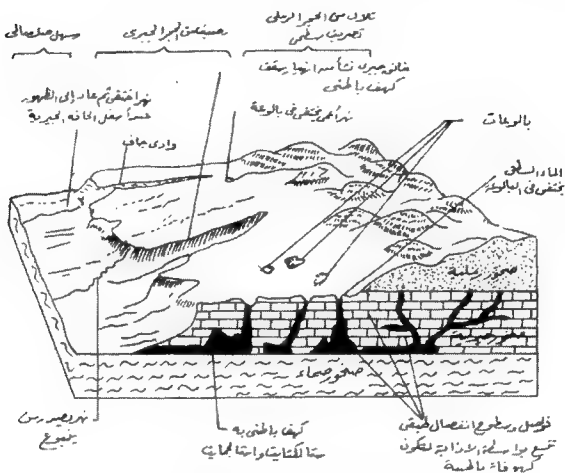
وتطلق عليها في عدة لغات أسماء محلية هي: (Bogaz, Karren, Schratzen, Raseles, Lapis, Grykes, Clints) وتبدو الأسطح الجيرية مقطعة ومهلهلة وعرة، ومرصعة بالثقوب والخطوط الغائرة، وذلك كله نتيجة لعدم انتظام الفعل المذيب للمياه الحامضية. وتتمثل هذه الظواهر أحسن تمثيل في منطقة الحجر الجيري الكربوني في يوركشير، وفي أجزاء من أيرلندا، ومنطقة الكوس الجيرية بفرنسا، والكارست، والجزء الجنوبي من مالطة. وهي تظهر عادة فوق مخارج الصخور المكشوفة، وتؤثر في تشكيلها عدة عوامل منها تركيب الصخر ونسيجه ومظهره، وانحدار السطح، والغطاء النباتي. ويقل وجودها فوق الطبقات الصخرية الأفقية.

٢- البالوعات:

ويكثر وجودها في أقاليم الكارست، وتنشأ نتيجة لتسرب مياه الأمطار في الصخور من خلال الفواصل. وعند مواضع معينة، كمواضع تقاطع الفواصل، يسهل عمل الإذابة التي تحولها بالتدريج إلى ثقوب أو حفر. ويتوقف شكل الحفر على المميزات التركيبية الثانوية للصخور. وقد أمكن تمييز نوعين رئيسيين من حفر الإذابة أو البالوعات، نوع

يتمثل في منخفضات قمعية الشكل في وسطها ثقب وتعرف بأسماء محلية مختلفة هي: Swallet, Swallow hole, Sink hole, Creux, Sotch, dolline في حفر رأسية الجوانب تشبه البئر، وتدعى بأسماء محلية هي: Gouffre, Avenus. Ponor, Puits.

وباستمرار فعل الإذابة، تتسع هذه الحفر بالتدريج، وقد تتلاحم وتندمج في بعض المناطق مكونة لحفر أكبر تعرف بحفر الإذابة المركبة أو أوفالا Uvala.



شكل (١٢٠) مظاهر السطح في منطقة كارستية

وهناك نوع آخر من البالوعات كبير الحجم يعرف في يوغسلافيا باسم بولجي Polje ويطلق هذا الاسم على المنخفضات المستطيلة المنبسطة القاع، التي تحيط بها حوائط شديدة الانحدار. ويبدو أنها لم تنشأ أصلاً عن طريق الإذابة، وإنما هي منخفضات تكتونية جرى تعديل شكلها عن طريق إذابة الصخور الجيرية التي تدخل في تركيبها.

ويوجد العديد من أمثلة البالوعات بأنواعها في مناطق الصخور الجيرية بمرتفعات منديب Mendip، والبنائن، والكوس، والجورا، والبرانس، والألب الأمامية، والكارست. وقد أمكن حصر ٦٠ ألف بالوعة في هضبة كنتاكي Kentucky بالولايات المتحدة.

٣- الكهوف:

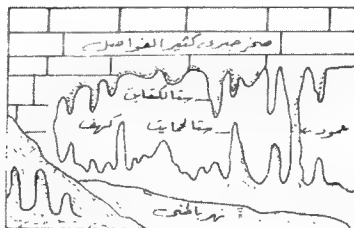
وهي دهاليز طبيعية تمتد أسفل السطح امتداداً أفقياً ورأسياً، وتنشأ عن حركة المياه خلال الفواصل والشقوق وسطوح الانفصال الطبقي، مذبذبة للجير. ويعظم فعل المياه حينما تغزر الأمطار مكونة لأنهار باطنية تعمل على توسيع الفواصل وسطوح الانفصال الطبقي بواسطة الإذابة والنحت مكونة للكهوف الضخمة. مثال ذلك كهف كارلس باد Carlsbad (نيو مكسيكو) الذي يبلغ طوله ٤٠٠٠م، واتساعه ٦٠٠م، وارتفاعه ٣٠٠م. وقد تم تكوين عدد كبير من الكهوف الكبيرة أثناء عصر البلايوستوسين، وبعضها الآن جاف بسبب انخفاض منسوب الماء الباطني. ومن أمثلة الكهوف في محيطنا العربي مغارة جعيطه بلبنان، وكهف الجبح بسهل بنگازى.

ومن الكهوف ما هو عميق، فلكي تصل إلى كهف سان مارتين الواقع في أعلى جبال البرانس بالقرب من الحدود الأسبانية، تدلف إليه عن طريق مدخل رأسى يصل عمقه إلى نحو ٣٠٠م. وأعمق كهوف فرنسا هو الكهف المعروف باسم «بئر الراعي» Puits Berger بمقاطعة إيزير Izere، ويقع على عمق ١٠٠٠م، ويقال أنه أعمق كهوف العالم.

ومن الظاهرات التي توجد بالكهوف ما يعرف باسم الأعمدة الجيرية الهابطة Stalactite، والأعمدة الجيرية الصاعدة Stalagmite، وتنشأ عن ترسيب كربونات الكالسيوم في أسقف الكهوف وعلى قيعانها، فوق نقط متعامدة على مستوى الكهف، ويحدث الترسيب في الحالة الأولى من نقط مائبة تنز من الشقوق والفواصل الموجودة في السقف، حين يجف الماء بسبب التبخر أو بسبب انطلاق بعض من ثاني أكسيد الكربون الموجود في النقط المائية، فتتفصل لذلك الكربونات من محلول البيكربونات، ويترسب الجير. وباستمرار حدوث الترسيب تنمو الأعمدة الهابطة نزلاً إلى قاع الكهف.

ويتساقط كثير من النقط المائية من السقف إلى قاع الكهف حيث تجف، ويترسب محتواها الجيرى، وينمو بذلك العمود الصاعد من قاع الكهف إلى سقفه. ويحدث أن يطول أحدهما أو كلاهما أو قد يلتقيان، فيرتبط السقف بالقاع بواسطة عمود متصل (شكل ١٢١) وبعض هذه الأعمدة ذو حجم كبير. ففي كهف بمقاطعة لوزير Lozere (اسم الكهف Avens d'Armande) بهضبة فرنسا الوسطى، يتراوح ارتفاع الأعمدة بين ٢٠٠ - ٢١٥م، وتدعى بالغابة العذراء. وقد قيس معدل نمو الأعمدة الهابطة في بعض كهوف

انجلترا، فوجد أنه يصل إلى ٧ ملم في السنة أو حوالي ٧٠ سم كل ١٠٠ سنة. ويبدو أن معدل النمو كان أسرع فيما مضى، حينما كان مستوى الماء الباطني أعلى منه حالياً، وكانت المياه العسرة المتجولة في الصخور أوفر.



شكل (١٢١) منظر داخلي لكهف

ويوجد بالكهف ما يعرف باسم Helictite، وهي رسوبيات متبلورة ذات أشكال كثيرة التفرع، وهي قد تكون رفيعة كالخط، وتنظم في هيئة مغزلية، أو في شكل عقد وأنشوطات، وقد تترتب في حبال منظومة من الحبات الجيرية المتبلورة.

٤- المجاري المائية الباطنية:

يصبح التصريف المائي في المناطق التي تتركب من صخور كربونية منفذة في معظمه باطنياً. ففي الصخور الطباشيرية والجيرية التي تتميز بنفاذية عالية، والتي تحوى عديداً من الفواصل المتقاربة، يتسرب ماء المطر، ويأخذ طريقه بسرعة إلى الأعماق محلاً ومذيباً لكربونات الكالسيوم، وقد قدر أن كل ميل مربع من الأراضي الطباشيرية بانجلترا يفقد ١٤٠ طناً من مواده كل سنة بواسطة عملية الكرينة. ويرجع السبب في جريان الأنهار سطحياً فوق الصخور الطباشيرية إلى ارتفاع مستوى الماء الباطني إلى السطح معظم السنة. وقد تفيض مياه هذه الأنهار وتختفي في البالوعات الموجودة في قيعانها حينما تصيب المنطقة موجة جفاف. ومثالها نهر بروك بانجلترا، وهو رافد علوي لنهر كولن Colne الذي تتسرب مياهه خلال سلسلة من البالوعات في قاعه، وفي هضبة كينتاكي الجيرية بالولايات المتحدة أمكن اكتشاف خمس مستويات من الكهوف الباطنية على امتداد نحو ٢٤٠ كم، ووجد أن المستوى السفلي منها (على عمق ١٠٠ م) يشغله نهر باطني يعرف باسم «نهر الصدى» Echo River الذي ينصرف إلى «نهر الأخضر» Green River، والأخير رافد لنهر أوهايو Ohio.

هذا وقد أمكن اكتشاف نهريين باطنيين فى سهل بنغازى الجبرى التركيب أحدهما يمتد من حضيض حافة الجبل الأخضر عبر بلدة بنينة، وكهف الليثى إلى مدينة بنغازى والآخر إلى الشمال منه بنحو ٦ كم ويوازيه، ويمر بمنطقة الكوفية حيث ينكشف فى قاع عدة بالوعات، وينتهى فى بحيرة ساحلية هى «عين زيانة».

٥- الأودية الجافة:

يعتبر وجود الأودية الجافة صفة من صفات الأقاليم الطباشيرية والجيرية الرطبة. وفى المناطق الطباشيرية تبدو الأودية الجافة على ظهور الكويستات مكونة لنمط يذكّرنا بنمط النظم النهرية العادية. ويظهر كثير منها مميزات مماثلة للأودية التى تجرى بها الأنهار مثل منعطفات الشباب، ونقط التلاقى المتوافقة للروافد بالأودية الرئيسية، والمنعطفات المنحوتة. كما نجد قيعانها مفروشة دائماً بالرواسب النهرية. ومع هذا فهناك من الأودية الطباشيرية ما يحدد عن هذه الخصائص، فالأودية التى تقطع الحافات الصخرية، قد نحرثتها إلى عمق غير عادى، وتتسم جوانبها بشدة الانحدار، وحينما تشاهدها من الجو تراها متتبعة لمسالك غريبة شاذة، كثيرة التعرج. ومثالها وادى الديفلز دايك Devil's dyke قرب برايتون Brighton بجنوب إنجلترا.

ولقد تعددت الآراء فى تفسير أصل وكيفية نشأة هذه الأودية الجافة. ولعل الأمر الذى لاخلاف عليه، هو أنها قد نحتت تحت تأثير ظروف خاصة من التصريف المائى لم يعد لها وجود فى وقتنا الحاضر. ويفسر البعض تكوينها عن طريق الهبوط التدريجى لمستوى الماء الباطنى الذى لم تستطع المجارى المائية أن تجاريه. ويبدو أن عملية التقويض الينبوعى Spring-Sapping قد لعبت دوراً هاماً فى نحر هذا النوع من الأودية. ويزخر كثير من هذه الأودية بالينابيع التى، وإن كانت ضعيفة، إلا أن تأثيرها التحاتى لا ينكر. وتوجد الينابيع فى مجاريها الدنيا على الخصوص. يضاف إلى هذا أن نظرية التقويض الينبوعى تقدم أفضل تفسير لشدة انحدار رؤوس الأودية الذى يبدو ناشئاً عن عملية التقويض السفلى under-mining، كما تفسر التعرجات الحادة التى تتصف بها مسالك الأودية، والتى تعزى إلى التقويض التراجعى للينابيع على امتداد خطوط ضعف محددة، كالفواصل الرئيسية المتقاطعة.

هذا ويشيع وجود الأودية الخانقية الجافة فى المناطق التى تتركب من صخور جيرية. ويعزى تكوين بعض منها إلى التعرية السطحية، أثناء جليد الزمن الرابع أو بعده مباشرة، حينما كانت الفواصل بالصخور مملوءة إما بالجليد أو بالصلصال الجلاميدى، ومن ثم كانت الأنهار تجرى على السطح. وتظهر هذه الأودية كثيراً من صفات التعرية النهرية العادية، وتعتريها «شلالات جافة»، تعبرها المياه المتدفقة عقب سقوط أمطار

غزيرة. وتوجد بقيعانها بالووعات تستطيع المياه السريعة الجريان أن تعبرها متجهة إلى أدنى الأودية، نظراً لأن البالوعات لا تتمكن من ابتلاع كل المياه السريعة التدفق. وهناك أمثلة لأودية تجرى بها المياه في صخور جيرية، لكن أحجامها تضمحل بالاتجاه نحو أدانيها، وقد تتلاشى كلية، ومثلها وادي Gordale Beck في إقليم Malham، ومن الأودية ما تجرى به المياه في البداية حين يقطع منطقة جيرية، ثم ما يلبث أن يعبرها إلى تكوينات صخرية صماء فيزداد حجمه، وتكثر مياهه.

ويتميز كثير من الأودية الجافة في المناطق الجيرية بمقطعه الخانقي، فتبدو الجوانب شديدة الانحدار، ومنها أودية الجبل الأخضر بليبيا كوادى القطارة الذى ينتهى إلى بنغازى، ووادي درنة الذى يصب عند مدينة درنة. وهى وأمثالها قد تكونت أصلاً أثناء عصر البلايوسين، حينما كانت الأمطار غزيرة، ومنسوب البحر منخفضاً، والنحت الرأسى على أشده. ومن الأودية الجافة الخانقية في المناطق الجيرية ما نشأ عن تعرية كهوف باطنية بواسطة مجارى مائية باطنية، تبعتها إنهيار سقف تلك الكهوف. وكثيراً ما نجد أقواساً طبيعية تمثل البقية الباقية من تلك السقوف المنهارة. ومن أمثلتها الشهيرة قوس ماربل Marbel Arch على نهر كلاداج Cladagh في شمال أيرلندا.

الفصل التاسع

المنحدرات

أشكالها والعمليات المشكلة لها وتطورها

الفصل التاسع

المنحدرات

أشكالها والعمليات المشكلة لها وتطورها

يتميز قسم صغير جداً من سطح اليايس بالشكل الأفقي والرأسي. فالفسهول نادراً ما تكون مستوية تماماً، رغم أن مصطلح «التسوية، Planation» يستخدم دائماً في وصف العمليات التي قد تؤدي في النهاية إلى تكوين مساحة مستوية تقريباً. ويحصر وجود الأشكال الأرضية القائمة أو الرأسية في الجروف الممتدة على طول السواحل وفي بعض أجزاء الجبال. وتشاهد أقسام من الجبال التي أصابها عمليات رفع وتكسر حديثة رأسية قائمة، بل إن أجزاء من قممها تبدو معلقة بارزة فوق الجوانب الرأسية، لكن هذه الظواهر لا توجد إلا في قليل من الجبال، مثال ذلك واجهات جبال «الدولومايت Dolomiten»، العظيمة، وجبال سنتيس Saentis، وشاموني Chamonix والأجويل روج Rouge Aiguilles في الألب الأوروبية. ويُقدَّر انحدار واجهات أو حافات جبال الألب فيما بين ٢٥-٣٠°.

ويمكن القول، بناء على ما تقدم، أن معظم سطح اليايس يتألف من منحدرات، تمتد من قمم الجبال وأعلى مقسمات المياه إلى قيعان الأودية وإلى مستوى سطح البحر، وإلى قيعان أعظم الأعماق. وكما هي الحال في التطور العام لمختلف بيئات اليايس، تمر المنحدرات في سلسلة من المراحل تتحدد بفعل مجموعة من القوى المؤثرة في أشكالها الأصلية، وينوع المواد (الصخور) التي تتألف منها، وبالعمليات الدائبة التعديل فيها. ولعل هذا المنهج هو الأسهل في دراسة المنحدرات، وإن كنا سنعرض لمناهج وطرق أخرى للبحث فيها.

مناهج وطرق دراسة المنحدرات

مما لا شك فيه أن دراسة المنحدرات سواء من حيث الأصل والشكل، وسواء كانت منحدرات جبال وتلال وأودية، تعد أكثر المشكلات الجيومورفولوجية تعقيداً وأصعبها دراسة. وعلى الرغم من أن الإهتمام بدراسة المنحدرات قد بدأ من نحو قرن من الزمن (منذ بداية القرن العشرين) فإن الوصول إلى آراء وأفكار نهائية أو مقنعة في كيفية تشكيل وتطور المنحدرات ما يزال بعيد المنال. ويرجع ذلك إلى الصعوبات الجمة التي تكثف محاولات تمييز طبيعة العمليات المشكلة ودرجة تأثيرها في تطور المنحدرات، ومحاولة تتبع واستشفاف التغيرات التي تحدث لأشكالها ودرجات انحدارها خلال مراحل تطورها عبر الزمن. ولهذا فإن دراسة خصائص المنحدرات دراسة مركبة، ونتائجها غير مؤكدة، وتخضع دائماً للجدل والنقاش.

ورغم كثرة طرق البحث التي استخدمت في دراسة المنحدرات، فإن هنالك اتجاهين أساسيين، يتمثل الأول في الطرق الهندسية Geometric التي تستخدم الإستقراء والاستدلال والفرص المسبق Inductive and Deductive ، والتي تحاول بالأساليب الرياضية استنتاج سلسلة نظرية لمراحل التطور التي يعانيتها منحدر أصلي يتعرض لمجموعة من الظروف والعلميات المفترضة مسبقاً. ويتصف عدد من الطرق أساساً بأنها كيفية Qualitative، بمعنى أنها تناقش الاتجاه العام للتغير، بينما تتميز بعض الطرق الأخرى بأنها كمية Quantitative بحته، وتستند على نماذج رياضية دقيقة، كتلك التي ابتكرها استرالر A. Strahler .

وسنحاول فيما يلي عرض معالجات مختلف طرق البحث الكمية والكيفية للنواحي الثلاث محل اهتمام الجيومورفوجيين الدارسين للمنحدرات وهي:

أشكال المنحدرات، والعمليات المشكلة للمنحدرات، وتطور المنحدرات.

أشكال المنحدرات

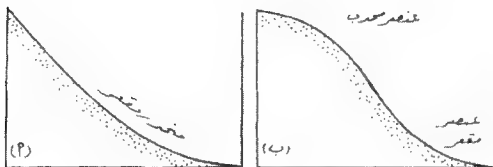
تتعدد أشكال المنحدرات على جوانب الأودية والمرتفعات. ويمكن الحصول على معلومات قيمة عن معدلات وقيم عظمى لزوايا انحدار المنحدرات من دراسة الخرائط الطبوغرافية الدقيقة، لكن أفضل وسيلة لدراسة المنحدرات هي القيام بذلك الدراسة في الحقل، ثم تحليل بياناتها بدقة، وتلك هي الدراسة الكمية التي يأخذ بها ويستخدمها باحث المنحدرات من الجيومورفولوجيين الحديثين.

ويمكن التعرف في الحقل على الأنواع الرئيسية الآتية من المنحدرات.

الجرف The cliff

المنحدر الذي يبدو بهيئة جرف ليس شائع الوجود، لكنه أبسط أنواع المنحدرات وأسهلها من حيث دراسة الشكل ومعرفة أصل النشأة. فهو ينشأ على طول السواحل الصخرية بواسطة نحت الأمواج، وعلى جوانب بعض أودية الأنهار التي تنحدر رأسياً بسرعة وعمق، كما يتمثل في أوجه الحافات الصخرية الصلبة، وعلى جوانب الأنهار الجليدية أو التي سبق أن أصابها فعل التعرية الجليدية، وفي المناطق التي تتميز بالعيوب والانكسارات. وما دام الجرف شديد الإنحدار أى يزيد انحداره عن 40 درجة، فإن نتاج تجويته من المواد الصخرية يسقط مباشرة ويتراكم عند حضيضه، وغالباً لا يتراكم شيئ من الفتات الصخري على وجه الجرف ذاته، ولذلك غالباً ما يطلق عليه الجيومورفولوجيون مصطلح «الوجه الحر» The Free Face لأنه يخلو ويتحرر من غطاء الفتات الصخري. ويتراكم نتاج تجويه الجرف عند حضيضه ما لم تكتسحه

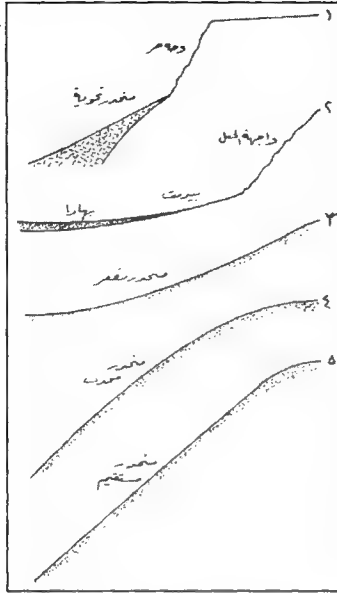
عمليات نقل كالماء الجارى أو الأمواج. وحينئذ ينشأ منحدر تراكمى تتحدد زاوية انحداره بحجم وشكل الحطام الصخرى. فإذا ماكان حجم مكونات حطام التجوية كبير الحجم وزاويًا، فإن المنحدر الناشئ يكون شديد الإنحدار، تصل درجة انحداره إلى نحو ٣٥ درجة. وبمرور الزمن ينمو منحدر التراكم صعودًا، وبالتالي يقصر امتداد الوجه الحر بالتدريج. وقد يحدث أن يغطى الحطام الصخرى وجه الجرف كله، حينئذ يصبح المنحدر كلية وقد تحول إلى منحدر إرساب Aggradational Slope تتراوح درجات انحداره بين ٢٠-٣٥ درجة.



شكل (١٢٢) منحدر محدب ومنحدر مقعر

المنحدرات المقعرة : The Concave Slope

عادة ما ينشأ قسم مقعر فى الجزء السفلى من قطاع المنحدر، وتكون عمليات الإرساب سبباً فى نشأته فى بعض الأحيان. ذلك أن الجزء السفلى من المخروط الإرسابى الذى يتراكم عند حضيض المنحدر يتعرض لعمليات التعرية التى تكتسح المواد الدقيقة منه، فتقل زاوية انحداره، ومن ثم يأخذ الشكل المقعر. وأكثر من هذا وجود منحدرات التعرية التى تغطيها طبقة رقيقة من الفتات الصخرى، أو قد تبدو مكشوفة الصخر تماماً، وعند أسافلها تظهر عناصر مقعرة. وتتميز منحدرات التعرية فى المناطق الجافة وشبه الجافة بوجود قطع منحدر حاد يفصل بين القسم المقعر السفلى الذى يسمى بـ Pediment، والقسم الأشد انحداراً الذى يعلوه. وتتصف منحدرات المناطق الرطبة بوجود أقسام مقعرة عند أسافلها أيضاً، لكنها تتميز عن غيرها بتداخل أعاليها فى أقسام المنحدر الأعلى منها.



شكل (١٢٢) أشكال منحدرات بسيطة

المنحدر المستقيم The rectilinear slope

يظهر في كثير من قطاعات المنحدرات أقسام مستقيمة Straight in profile ، تتباين كثيراً في أطوالها ومدى امتداداتها، وأحياناً يبدو قطاع المنحدر كله مستقيماً. ويشيع وجود منحدرات مستقيمة تبدأ من أقسام محدبة محدودة الامتداد عند قعم القطاعات وتمتد نزلاً إلى قاع وادي النهر. وينحصر وجود الأقسام المستقيمة في بعض قطاعات المنحدرات في أجزائها الوسطى، وهي حينئذ تفصل بين أقسام محدبة في

أعاليها وأخرى مقعرة عند أسافل تلك القطاعات. وتمثل الأقسام المستقيمة في قطاع المنحدر أشد أقسامه انحداراً في العادة. وهي تلتزم زاوية معلومة على طول امتداداتها. وقد تبين من مختلف الدراسات أن الزاوية تتحدد بزاوية استقرار الحطام الصخري المجوى، والمشتق أصلاً من الصخر الموجود أسفله والذي يتكون من قطاع المنحدر الأصلي، خصوصاً حينما يكون الصخر متجانس التكوين. ولا يقتصر تكوين المنحدرات المستقيمة على التراكم وحده، ذلك أن كثيراً منها يمثل أشكال تعرية Denudational تتألف من صخر مكشوف لا يغطيه سوى غلاله أو غطاء رقيق من الفتات الصخري المستقر أو ذلك الذي يتحرك ببطء شديد بسبب عامل أو آخر من عوامل النقل، وهنا تتحكم طبقة الفتات الصخري في زاوية انحداره Depris-Controlled Slope، وإذا ما تكونت من كتل وجلاميد صخرية، أصبحت هي التي تتحكم في زاوية انحدار المستقيم Boulder-controlled كما هي الحال في المناطق الجافة.

المنحدر المحدب The Convex Slope :

ظاهرة التحذب في المنحدرات شائعة الوجود، وقد يتألف المنحدر كله من قطاع منحدر محدب، لكن الغالب أن يقتصر العنصر المحدب على الجزء العلوي من قطاع المنحدر، ولهذا يشيع استخدام مصطلح «التحدب القمي» للمنحدر -Summital Convexity بين الجيومورفولوجيين. وتنشأ القطاعات والعناصر المحدبة بواسطة عمليات التعرية، وهي لذلك دائماً مكشوفة حرة، ونادراً ما تغطيها طبقة رقيقة جداً من الفتات الصخري الدقيق. ويشيع وجود المنحدرات المحدبة بالنطاقات المناخية المعتدلة الرطبة، وبأنواع معلومة من الصخور خصوصاً الصخور الجيرية والطباشيرية، ومع هذا فإننا نصادفها في نطاقات مناخية أخرى، كما تظهر في أنواع متباينة من الصخور.

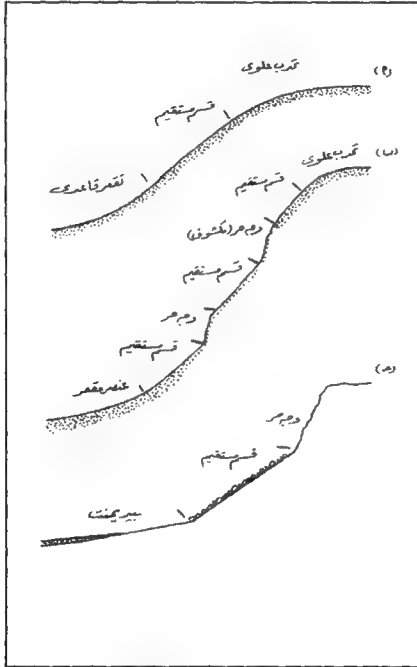
أشكال المنحدر المركبة :

تنشأ أشكال المنحدر المركبة Composite Slope Forms من مجموعة من العناصر السالفة الذكر في قطاع منحدر واحد. وأكثر المجموعات شيوعاً من أشكال المنحدرات المركبة هي ما يلي:

المنحدر المحدب - المستقيم - المقعر : Convex - rectilinear - concave

يتألف هذا المنحدر من قسم محدب علوي، وقسم مستقيم أوسط، وقسم مقعر. وينتهي كل قسم إلى القسم الذي يليه متدرجاً تدرجاً هيناً بحيث تكون الأقسام الثلاثة قطعاً لطيف النفوس. وتعد أشكال هذا المنحدر مثالية لمنحدرات الصخور اللينة الضعيفة كالصخور الرملية والصلصالية في أراضي انجلترا الواطئة، وهذا تتنوع البيئات الطبيعية

من مكان لآخر تبعا للتباين في أطوال وارتفاعات المنحدرات، وفي زوايا الانحدار العظمى للأقسام المستقيمة، وفي الأهمية النسبية لعناصر المنحدرات الثلاثة. وقد تنشأ سلسلة من الأقسام المحدبة والمستقيمة والمقعرة مكونة لشكل منحدر مركب Complex Slope form، وذلك في المناطق التي يتنوع فيها نوع الصخر، وتتابع فيها الطبقات الصخرية الصلابة المقاومة للتعرية وتلك الضعيفة التي تستجيب بسهولة لتأثيرها، أو حيثما يهيض مستوى القاعدة الذي يتسبب في نشأة نقاط تجديد شباب متتابعة.



شكل (١٢٤) أشكال منحدرات مركبة

المنحدر المركب المتعدد العناصر :

ينشأ قطاع منحدر مركب متعدد ومتكرر العناصر، ويختلف بالتالي اختلافاً بيناً عن المنحدر المركب السابق، وذلك في المناطق التي تتعاقب فيها طبقات صخرية صلبة وأخرى لينة ضعيفة، وتتمكن الأنهار من نحت مجاريها بعمق، كما وتكون عمليات التجوية نشطة وفعالة. ويتألف قطاع هذا المنحدر من عدد من الأوجه الحرة - Free Fac- التي ترتبط بالطبقات الصلبة، وأقسام منحدرات مستقيمة يشكلها الفتات الصخري Debris Controlled في الصخور الطباقية الضعيفة السهلة التجوية، وعناصر محدبة عليا (قمية) وأخرى مقعرة سفلى (قاعدية)، وقد تتضائل العناصر المحدبة والمقعرة حتى تتلاشى كلية.

المنحدر المركب في المناطق الجافة:

في المناطق الجافة التي تتألف من صخور بلورية صلبة أوحى من صخور جيرية مندمجة صلبة، نجد المنحدر وقد تألف من وجه حرّ علوى، تبلغ زوية انحداره نحو ٤٠ درجة وأكثر، ومنحدر أوسط، تتحكم في درجة انحداره الجلاميد Bolder-Controlled Slope التي تبلغ ٢٥ درجة وأكثر، وهنا وهناك على سطحه قطع صخرية كبيرة مبعثرة إما أن تكون ناشئة من تجوية محلية، أو ساقطة من الوجه الحرّ (أو الجرف) أعلاه، وأخيراً عند حضيض القطاع يوجد العنصر المقعر، الذي يسمى بـ Pediment، بانحدار يتراوح بين سبع درجات ونصف درجة، وفي العادة يتألف من صخر مكشوف، وقد تغطيه غلالة من الرمال الدقيقة الحبيبات، تمرّ على العنصر المقعر، في طريقها إلى محيط البديمنت الصخرية.

العمليات المشكلة للمنحدرات

نظريات تعزو شكل المنحدر لعملية واحدة :

جرت محاولات كثيرة مبكرة للتعرف على العمليات المشكلة للمنحدرات، وكانت تتركز بداءة على الربط بين عملية واحدة وشكل المنحدر، مثل فعل الماء الجارى وزحف التربة، وتأثير تلك العملية في أشكال المنحدر البسيطة كالعنصر المحدب والعنصر المقعر. ومن بين المحاولات المبكرة ما اقترحه «فينيمان» N.M.Fenneman عام ١٩٠٨ لتفسير تكوين قطاعات المنحدر المحدب المقعر Convexo-concave بواسطة فعل الماء الجارى وحده. فهو يرى أن كمية الجريان المائى السطحى أثناء فترة سقوط المطر على المنحدر العلوى تكون صغيرة، وتأخذ شكل شريط رقيق من الماء الجارى، الذى ما يلبث أن يصبح مكتمل الحمولة بالحبيبات الدقيقة التي التقطها من المنحدر. وتزداد الحمولة باتجاه أسفل

المنحدر عن طريق النقاط مزيد من مكونات الحبيبات بواسطة المياه التي تأتي من أعلى المنحدر مع إضافات مائية متزايدة عن طريق المطر، وتبعاً لذلك تزداد التعرية بالابتعاد عن قمة المنحدر، التي تتحول إلى التحدب بمرور الزمن. وتتلخص آراء «فينيمان» في أن التعرية المائية السطحية غير المركزة Unconcentrated هي التي تفسر تحدب الأجزاء العليا من قطاعات المنحدرات.

ورغم ما يمكن إثارته من جدل في صحة نظرية «فينيمان» فإن هورتون R.E.Horton، قد عززها في عام ١٩٤٥ بدراسات تحليلية دقيقة عن فعل الماء الجارى فوق المنحدر، وأوضح أن الماء للجارى لا يملك قدرة كافية لإحداث تعرية عند قمة المنحدر، لأن الانحدار يكون هيناً جداً، وكمية المياه صغيرة. وبالإتجاه نزلاً نحو أسفل المنحدر يزداد تدفق المياه، وتبعاً لذلك يتضح تأثيرها التحاتى في المنحدر. ويرى «فينيمان» أن العنصر المقعر من المنحدر هو الذى يحدد قسم المنحدر الذى عنده يزداد التدفق المائى السطحى ويتحول إلى صورة جدولة مائية، وتبعاً لذلك يتحول الجريان الغطائى غير المركز Unconcentrated إلى العديد من المسيلات المائية المتجاورة ذات التأثير التحاتى الفعال، وهي التي تتمكن من تكوين العنصر المقعر الذى تطبعه التعرية المائية فوق قسم من المنحدر. وطبيعياً أن يزداد التأثير كلما كبر حجم المياه فى تلك المسيلات حتى تتمكن من نقل الحمولة عبر انحدارات هينة.

وتبدو نظرية «فينيمان» غير مكتملة لأنها أهملت تأثير عمليات أخرى مهمة يشيع وجودها وتأثيرها فى تشكيل المنحدرات خاصة فى المناطق الرطبة التي تتميز بوجود عمليات تحركات المواد من النوع المتدفق فوق المنحدرات. ففي كثير من الحالات ترى لتلك التحركات دوراً مهماً فى نقل الفتات الصخرى نحو حضيض المنحدر.

ويُعَدُّ «جيلبيرت» (1909) G.K.Gilbert أحد الرواد الأول الذين تصدّوا لتفسير تكوين العنصر المحدب العلوى للمنحدر عن طريق عامل آخر يتمثل فى «زحف التربة» Soil Creep. فهو يرى أن التحدب العلوى للمنحدر يعزى لفعل زحف التربة، وأن سمك التربة أو غطاء التجوية لا يزداد عادة بقدر يذكر من أعلى المنحدر إلى أسفله. ولشرح نظريته ناقش «جيلبيرت» حالة منحدر تغطيه طبقة من مواد التربة تزحف نحو حضيضه. وإذا ما أخذنا فى الاعتبار ثلاث نقاط على سطح المنحدر: أ، ب، ج، (شكل رقم ١٢٦) فإننا سنجد أن كمية المواد الزاحفة والمارة بالنقطة «ب» تمثل سمك الطبقة المجواه من القطاع «أب»، وعند النقطة «ج» تمرّ المواد المجواه من القسم «أب»،

مضافاً إليها المواد التي جُويت من القسم 'ب ج'. وهذا معناه أن كمية مواد التربة التي تعبر أى نقطة على سطح المنحدر تتناسب مع المسافة المحصورة بينها وبين قمة المنحدر. ولما كان غطاء المواد المجواه لا يزداد سمكه بالاتجاه نحو حضيض المنحدر، فلا مناص من افتراض زيادة سرعة مستمرة للزحف نحو قاعدة المنحدر، لكل زيادة مضطردة فى كمية المواد المارة بكل نقطة. ولما كانت الجاذبية الأرضية هى العامل الوحيد الذى يمكن إرجاع زيادة السرعة إليه، فإنه ينبغى لزيادة تأثير الجاذبية الأرضية أن يزداد انحدار المنحدر بالاتجاه نحو أسفله، إلى أن يستجد عامل آخر يمارس التأثير، وهو فى العادة **فعل المياه**.

ومن بين النظريات التي تفترض عملية واحدة لنشأة التحدب العلوى نظرية «لوسون» (1932) A.C.Lawson الذى يرى أن تعرية غسل المطر، Rainwash Erosion تعدّ عملية تشكيل مهمة للقسم العلوى من المنحدر، إذ تعطيه الشكل المحدب. ونظريته تختلف عن نظرية «فينيمان» فى أنه يقترح أن غسل المطر يكون مؤثراً عند قمة المنحدر وبالقرب منها. وفى اتجاه أسفل المنحدر تزداد حمولة مياه المطر (غسل المطر Rainwash) من الرواسب، وبالتالي يتناقص تأثيره التآخى فى البداية ثم أخيراً يتوقف. ويرى «لوسون» أن تحدب المنحدر يتحول أسفل النقطة التي عندها تتوقف التعرية إلى تقعر قاعدى Basal Concavity ينشأ عن ترسيب المواد التي تأتيه من أعلى المنحدر. وفى رأيه أيضاً أنه عند كل مرحلة من مراحل تطور المنحدر، تزال كتلة من المواد شبيهة الشكل بالهلال من المرتفع أو من أرض ما بين الأودية، وتبعاً لذلك يزداد تقوس ذلك المرتفع وتلك الأراضي اتساعاً باستمرار.

وبناء على آراء «لوسون» التي عرضناها، ينبغى أن تنخفض وتتراجع التضاريس بمرور الزمن، كما تتصائل زوايا انحدار المنحدر باستمرار، وهى كلها مقترحات تشبه إلى حد كبير أفكار «ديفيز» وتواجه نظرية «لوسون» عدة صعوبات رئيسية: منها ما قام به «هورتون» R.E.Horton من دراسات، وما يمكن أن يصل إليه الفرض المسبق والاستقراء والاستنتاج، كلها تشير إلى صعوبة قبول فكرة تعرية عظمية لقمة المنحدر، وهى منطقة يجب أن يتصف عندها الجريان السطحي بأنه أقل ما يمكن حجماً وأضعف ما يكون سرعة. كما أن نظرية «لوشون» لم تشرح بوضوح كيفية نشأة التحدب العلوى للمنحدر بواسطة الغسل السطحي Surface wash. أضف إلى ذلك أنه مادام حجم وسرعة ومن ثم قدرة الماء الجارى يجب أن تزداد فى اتجاه أسفل المنحدر، فإن تناقص التعرية فى نفس الاتجاه يبدو غير منطقي. والصعوبة الأخيرة التي تقف دون قبول نظرية «لوسون» أن التقعر الذى ينشأ عند قاعدة المنحدر لا ينشأ دائماً بسبب الإرساب، بل إنه يشيع تكونه وتشكيله نتيجة للتعرية.

نظريات مركبة لتفسير نشأة شكل المنحدر:

وجدنا أن استخدام عملية واحدة مفردة لتفسير نشأة شكل المنحدر غير كافية. لذلك فقد اقترح الجيومورفولوجى الفرنسى «بوليج» (1940,1950) H.Baulig وجهة نظر معقولة تتمثل فى استخدام «غسل المطر» و«زحف التربة» كليهما معاً لتفسير شكل المنحدر، ورأى أنهما معا يؤثران على قطاع المنحدر على الأقل فى مناطق المناخات الرطبة، وقد يسود تأثير أحدهما فى قسم من القطاع ويؤثر الثانى فى قسم آخر منه. وهكذا نرى المنحدر المحدب المقعر فى المناطق المعتدلة الرطبة يتأثر بالماء الجارى فى اتجاه قمته وعندها تأثيراً طفيفاً، وذلك لأن كمية المياه تكون قليلة، وحيث يكون التدفق السائد، وهو «التدفق الغطائى» Sheet Flow ضعيفاً جداً كعامل تعرية وكعامل إرساب. وتتكاثر كميات المياه فى اتجاه أسفل المنحدر بسبب ما يضاف إلى مياه التدفق الغطائى من مياه الأمطار، علاوة على إمكانية انخفاض نفاذية التربة فى نفس الاتجاه، كما يتحول التدفق الغطائى إلى التركيز فى جداول Rills مائية، تكون أقدر على القيام بتأثير تحتانى فعال، وتلك الجداول هى المسؤولة عن تشكيل العنصر المقعر عند أسافل المنحدر. أما العنصر المحدب فى أعلى المنحدر فينشأ عن تأثير زحف التربة وحده، ويرى «بوليج» أن تأثير زحف التربة عند أسفل المنحدر أقل فعالية من تأثير تعرية الجداول.

ويبدو واضحاً أن نظرية «بوليج» قد جمعت مع التعديل أفكار كل من «فينيمان» (1908) و «چيلبيرت» (1909). ومن بين ما ركزت عليه آراء «بوليج» أنه بمرور الزمن يتغير التوازن بين كل من العمليتين الرئيسيتين، وينعكس هذا التغير فى التوازن على قطاع المنحدر كله. ذلك أنه فى أواخر دورة التعرية، حينما تتضاءل التضاريس وزوايا انحدار المنحدر، تضمحل عملية زحف التربة، وتصبح مواد غطاء التجوية دقيقة جداً، وتبعاً لذلك تصبح عمليات الغسل هى السائدة على قطاع المنحدر، لأنها أقدر على الاستمرار فى فاعليتها على المنحدر الذى أصبح حينئذ الانحدار جداً بحيث يعاق نشاط زحف التربة. وهكذا يتسع باستمرار التفرع القاعدى، بينما يتناقص امتداد التحذب العلوى (تحدب القمة)، ونتيجة لذلك يتألف السهل التحتانى Penepplain من منحدرات مقعرة.

وهناك بديل منهجى للمواءمة بين مختلف أشكال المنحدرات والعمليات المؤثرة التفرع القاعدى، بينما يتناقص امتداد التحذب العلوى (تحدب القمة)، ونتيجة لذلك يتألف السهل التحتانى Peneploia من منحدرات مقعرة.

وهناك بديل منهجى للمواءمة بين مختلف أشكال المنحدرات والعمليات المؤثرة فى التشكيل مؤداه أن نفترض أن الغسل بواسطة مياه المطر Rainwash وزحف التربة لا

يتصارعان في العمل، وإنما يتعاونان في إنشاء أشكال مختلفة فوق مختلف أجزاء قطاع المنحدر. ففيما سبق شرحه في نظرية «جيبليبرت» يمكن نظرياً اعتبار زحف التربة هو **المسلول عن تقعر القطاع تجاه حضيض المنحدر**، نظراً لأن حبيبات التربة عندئذ تكون أدق وأكثر رطوبة، وتبعاً لذلك تكون أكثر حركة. ويمكن أن نتوقع نفس الظروف في قسم المنحدر الذي تسوده تعرية عظيمة النشاط للجدول المائية، وهي القدرة على تشكيل التفرع أيضاً. أما في القسم العلوى من المنحدر فإن التأثير المتزايد لتعرية غسل مياه المطر نزلاً من القمة ينشئ التحذب العلوى، إضافة إلى معاونة زحف التربة.

وإذا ما اعتبرنا غسل المطر وزحف التربة كليهما يمثلان عامل نقل موحد وظيفته تحريك وإزالة المواد الناتجة عن التجوية فوق المنحدر، فإنه يتطلب زوايا منحدر أشد انحداراً نظراً لأن كمية المواد المراد تحريكها تزداد بالتدرج كلما ابتعدت عن قمة المنحدر، وتبعاً لذلك ينشأ تحذب قطاع المنحدر. والواقع أن العمليتين كليهما يشتد تأثيرهما ويزداد نحو أسفل المنحدر بسبب كبر حجم كمية الرواسب وازدياد سرعة الغسل وتعزيز قابلية التربة للزحف، ومن ثم يتم نقل هذه الحمولة ولو من الوجهة النظرية عبر عنصر منحدر مقعر، يزداد وضوحاً عند حضيض المنحدر. وحيثما ظهر قسم مستقيم فيما بين عنصر محدب علوى، وعنصر مقعر قاعدى، دلّ ذلك على حدوث توازن فيما بين زيادة الحمولة نحو أسفل المنحدر، وازدياد قدرة النقل فوق المنحدر.

تطور المنحدرات

لقد بُنى كثير من الجيومورفولوجيين الطريقة التطورية التي ابتكرها ديفيز (١٩٠٩) W.M.Davis، ومهد لها من قبله جيبليبرت G.K.Gilbert (١٩٠٩) وهم يعترفون بتعدد مشكلة تطور المنحدرات، ويحاولون تفهيمها وتفسيرها بعبارات عامة بواسطة عملية يمكن تلخيصها بمصطلح الاستقراء والاستنتاج Inductive or Inference المبني على مجموعة ثرية من الملاحظات الحقلية. والسؤال الذى كان يدور بذهن «ديفيز» سيد هذه الطريقة وبأذهان تابعيه: كيف تطورت المنحدرات الحالية بمرور الزمن لتصل إلى أشكالها الحالية؟ وحاولوا الإجابة على هذا السؤال عن طريق المفاهيم التى تتضمنها دورة التعرية أو الدورة الجغرافية (الجيومورفولوجية) لديفيز. وتتلخص هذه المفاهيم فى أن المنحدرات الحالية هى نتاج التخفيض الرأسى، وأن قطاعات المنحدرات تخف تدريجياً بمرور الزمن، وتقل درجات انحدارها خلال مراحل الدورة، من انحدار شديد فى مرحلة الشباب إلى انحدار أقل فى مرحلة النضج، ثم إلى انحدار هين فى مرحلة الشيخوخة. وينبغى أن نشير هنا إلى أن كينج LC.King (١٩٥٧) يرى أن شدة انحدار المنحدر تبقى محتفظة بكيانها حتى الوصول إلى مرحلة الشيخوخة، وأن أهم تغير فى تطور شكل جديد ينصب

على امتداد وتوسيع المنحدر القاعدي Basal Slope أو ما يُعبّر عنه بمصطلح بيدمنت Pediment. وعلى الرغم من أن الطريقة الاستقرائية والوصف التفسيري الذي إنتهجه «ديفيز» وتابعوه يفتقر إلى الدقة التي يبدو أنها تميز المنهج الكمي الهندسي، فإنها تتميز بوضع المنحدر بحالته في مكان الصدارة، كثيراً ما تصل إلى نتائج طيبة.

نظرية هالتر بينك، Walter Penck

ولقد عرض عدد من الباحثين أفكاراً ونظريات أكثر دقة وتفصيلاً تخص تطور المنحدرات، يأتي في مقدمتهم الجيومورفولوجي الألماني فالتر بينك W. Penck، وهو نجل ألبيرشت بينك رائد الدراسات الخاصة بـ جيومورفولوجية العصر الجليدي. وقد نشر مؤلفه «التحليل المورفولوجي» في عام ١٩٢٤ بالألمانية، وترجم للإنجليزية عام ١٩٥٣. ولقد كانت هناك صعوبة في فهم أفكار «بينك»، ربما لأن بعضاً منها مختلف تماماً عما درج عليه الجيومورفولوجيون منذ عهد «ديفيز»، أو لأنها في بعض الأحيان قد أساء فهمها. فقد اتخذ «بينك» منهجاً خاصاً غير تقليدي حين اعتبر أن الهدف الرئيسي للبحث الجيومورفولوجي هو الوصول إلى معلومات تفيد وتساعد في شرح وتوضيح الحركات التكتونية أو التاريخ التكتوني لقشرة الأرض، أو بعبارة مختصرة أن الدراسة الجيومورفولوجية وسيلة مساعدة لتاريخ الأحداث التكتونية التي أصابت سطح الأرض.

فهو يرى أن الأحداث التكتونية قد تركت بصماتها على الطبيعة في صور واضحة مثل نشأ الإلتواءات والإنكسارات وسلاسل الجبال والهضاب الضخمة، وكذلك من خلال تأثيراتها على ظواهر التعرية، ومنها على الخصوص منحدرات جوانب الأودية. وقد توصل «بينك» إلى هذه النتيجة عن طريق الاستقراء والإستنتاج المبني على فروض مسبقة من جهة، وبواسطة الاستناد إلى حقيقة أنه وجد من خلال دراسته لوحداث بنيوية معلومة وجيدة التحديد في الحقل، أن كلاً من تلك الوحدات تتميز بمنحدر له شكل محدّد، سواء كان محدباً أو مستقيماً أو مقعراً، وزاوية انحدار عظمى. ومن الواضح أن تلك المنحدرات لا تعكس مجرد تأثير المناخ السائد أو نوع الصخر المحلي. ذلك أن المناخ يؤثر في منطقة واسعة فيها تتباين المنحدرات في الشكل وفي زوايا الانحدار، كما وأن الصخر قد يتباين تبايناً كبيراً في كل وحدة بنيوية. ويرى «بينك» أن تلك الظاهرة يمكن تفسيرها برأى مقنع مؤداه أن منحدرات جوانب الأودية كان يتحكم فيها أصلاً درجة أو معدل التعرية النهرية، وهي في حدّ ذاتها دالة لمعدل الرفع الذي تعانیه الوحدات البنيوية.

ويرى «بينك» أن ابتعاد مفاهيم «ديفيز» عن الصواب فيما يخص تطور أشكال سطح الأرض بوجه عام، وتطور المنحدرات بوجه خاص، قد نشأ أصلاً عن اعتقاده الراسخ بأن

دورة التعرية تبدأ بعملية رفع غاية في السرعة، بعدها تسود فترة ثبات بليوى أثناءها تقوم التعرية بعملها دون عائق. والواقع أن رفع كتل الياپس يمكن أن تطول جدا، وغالبا ما تعاصر التعرية، وينبغي أن تؤثر عمليات تكتونية في مسار تلك التعرية، وأشكال سطح الأرض الناشئة عنها. وترتكز نظرية «بنك» أساسا على الاعتقاد بأن المنحدرات لا تغير شكلها بالضرورة في مراحل تطويرية بمرور الزمن، كما هي الحال في نظرية «ديفيز» المعروفة باسم «تخفيض أو تضائل المنحدر Slope Decline»، وإنما تتغير أشكال المنحدرات والنمط أو الأسلوب الذى تتغير به تلك المنحدرات، بواسطة عامل متحكم له السيادة، ألا وهو معدل النحت الرأسى للأنهار التى تجرى عند قواعد أو أسافل المنحدرات. ويرى «بنك»، أن المنحدرات المحدبة تتشكل حيثما كانت الأنهار تنحت رأسيا بمعدل سريع Accelerating rate، وأن المنحدرات المقعرة تنشأ حيثما كانت الأنهار تنحت مجاريها رأسيا بمعدلات متباطئة أو متأنية Decelerating rate، بينما تتكون المنحدرات المستقيمة على جوانب الأنهار التى تنحت رأسيا بمعدلات معتدلة منتظمة Constant rate. ويرى «بنك»، أن معدلات النحت الرأسى للأنهار كما حددها في غاية الأهمية. ويوازى ما ذكرناه سابقا تلك الصلة التى ارتأاها «بنك» بين أشكال المنحدرات والتاريخ التكتونى لإقليم معلوم تخترقه أنهار: فالمنحدرات المحدبة تتشكل في فترات الرفع السريع (يوازى النحت النهري الرأسى السريع)، والمنحدرات المقعرة تتكون في فترات الرفع المتباطئة (النحت الرأسى المتباطئ للأنهار)، والمنحدرات المستقيمة أثناء عمليات الرفع المعتدلة المنتظمة (النحت النهري الرأسى المعتدل).

ويرتبط مفهوم التراجع المتوازى للمنحدرات The parallel retreat of slopes باسم «فالتر بنك». وقد أقدم «بنك» على دراسة مشكلة تكوين وتشكيل المنحدرات بمنهج أو طريق الفرض المسبق أساسا، كما فعل «ديفيز»، فقد ألف عددا من افتراضات رئيسية أساسية، تخص الأشكال الأصلية للمنحدرات، ودور العمليات المشكلة لها، ومن خلال تلك الفرضيات خلص إلى نتائج منطقية تخص التغير الذى يصيب شكل المنحدر بمدى التغير في التعرية النهرية، والواقع أن نظرية «بنك» تبدو رياضية الأسلوب، ولو أنه لم يستخدم الأرقام.

ويمكن إجمال افتراضات نظرية «بنك» في النقاط التالية:

- شكل منحدر التعرية لا يتأثر بطريق مباشر بواسطة العمليات الدائبة العمل على سطح المنحدر. ذلك أن تلك العمليات تقوم بوظيفة عوامل النقل فقط، أى تحرك وتزيل مواد التجوية الموجودة على أوجه المنحدر، وبعبارة أخرى تقوم بدور «ناقل مواد تجوية Weathering removal»، ومن ثم تسبب إعادة كشف لواجهة الصخر المكون للمنحدر ليعرض من جديد لفعل عمليات التجوية.
- يتحدد معدل تراجع المنحدر بدرجة انحداره، ولذلك فإن المنحدر الشديد الانحدار يتأثر

بعمليات التجوية وإزالة نتائجها أسرع مما يحدث لمنحدر لطيف الانحدار، الذى تبطئ عليه سرعة تحرك المواد وإزالتها من فوقه، فتبقى مكونة لطبقة تحمى وجه الصخر من فعل التجوية. ونتيجة لذلك فإن منحدرًا شديدًا يقع أسفل منحدر هين لطيف ستصيبه التجوية ويتراجع بمعدل أسرع من المنحدر الذى يعلوه، والذى يصبح معلقًا فينهار بالجاذبية الأرضية. أضف إلى ذلك أن المنحدرات الشديدة على كلا جانبي مقسم مياه سوف تنهار عن طريق التراجع السريع، وتحل محلها منحدرات هينة لطيفة تنشأ عند قواعدها. وهنا تظهر نظرية أو مفهوم أساسى يعد إضافة مهمة من إضافات «بنك» فى دراسة المنحدرات، ألا وهو مفهوم «إحلال المنحدر» Slope replacement.

- لأغراض الدراسة التحليلية لأى منحدر حتى لو كان تقوسه لطيفًا هينًا، يمكن اعتباره مكونًا من عدد أقسام مستقيمة أو «وحدات منحدر» Slope units، ومن الممكن أن تكون تلك الوحدات صغيرة جدًا، كما هى الحال فى قطاع منحدر به يتميز بالإنحناء أو تكون ذات امتداد كبير كما هى الحال فى قطاع منحدر به قسم مستقيم كبير أو على واجهة منحدر.

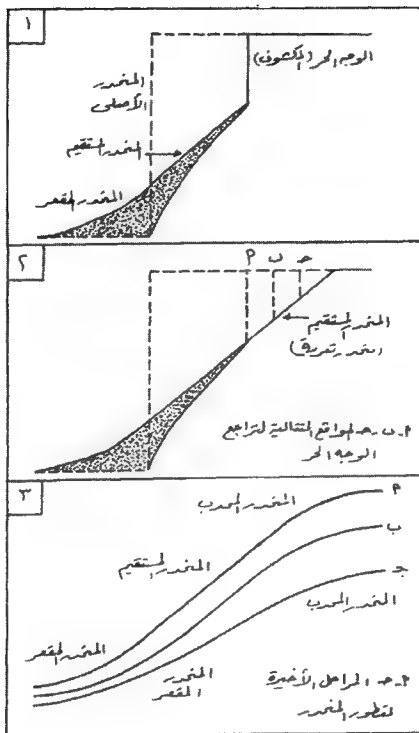
- تنشأ هذه الوحدات عادة عند قاعدة المنحدر. وفى حالة أودية الأنهار تنشأ هذه الوحدات بواسطة التعرية النهرية، وفى هذا تأكيد لحقيقة أن معظم منحدرات جوانب الأودية لا تنشأ ولا توجد إلا عن طريق النحت الرأسى Vertical Corrasion.

- كل وحدات المنحدر مهما كان حجمها وزاوية انحدارها تعاني تراجعًا متوازيًا Parallel retreat، وذلك بسبب انكشافها وتعرضها بانتظام لعمليات التجوية.

وقد بدأ «بنك» شرح مفاهيم نظريته بمثال يختص بمنحدر صخرى مستقيم شديد الانحدار يجاور واديا فيه تمكن النهر من الوصول إلى مرحلة توقف خلالها النهر عن النحت وعن الإرساب، مع العلم بأن النهر كان السبب فى نشأة هذا المنحدر، وفى مثل هذا الوضع النظرى، يأخذ المنحدر المستقيم فى التراجع المتوازى بسبب فعل عميات التجوية على جميع امتداده، وتأخذ المواد المجواه فى التحرك والانهيال بقوة الجاذبية الأرضية (عبر بنك عن إخلاء وجه المنحدر بتعبير «ناقل مواد التجوية» Weathering removal) نحو أسفل المنحدر، ولا يبقى من المجواه سوى بعض منها يتراكم عند أسفل المنحدر مجاورا لمستوى النهر مكونا لما سماه بنك «منحدر النقل» Slope of transport ولا تستطيع مواد «منحدر النقل» أن تتحرك من مكانها نظراً لعدم وجود انحدار أسفلها. ويتحرك قطاع المنحدر تراجعياً من الموضع أ، إلى الموضع ب. وفى المرحلة التالية يتحرك القطاع تراجعياً من الموضع ب إلى الموضع ج، ومرة أخرى يتبقى قسم من المواد فى موضع عنده يكون الإنحدار أسفلته غير كاف لتحركه، وتتوالى المراحل المصحوبة بتراجع قطاع المنحدر وتكوين منحدر تراكمى. وهكذا نرى، أنه كلما تكرر تراجع المنحدر، يستمر تناقص طول قطاع المنحدر الأسمى، ويتكون منحدر قاعدى

Basal Slope سلمى جديد Step-like سمّاه «بنك» Haldenhang. وينبغى هنا أن نشير إلى أن الطراز شبه السلمى الخاص بالمنحدر القاعدى لا وجود له بالفعل، ذلك أنه ينشأ من التقسيم الخاص بتطور المنحدر على مراحل معلومة. ففي الحقل يظهر المنحدر مستقيماً، وقد تغطيه طبقة منتظمة من المواد الصخرية المجرّاة التى تتحرك نزلاً من قاعدة المنحدر الأصلى نحو النهر (أنظر شكل ١٢٥).

ويتطور المنحدر باستمرار عمليات التراجع المتوازي، ويتوالى تكوين منحدر قاعدى تلو الآخر، ومن ثم يتوالى تكوين منحدرات ذات زوايا انحدار أدنى. وبمرور الزمن تتعدد وحدات انحدار لطيفة هينة. **والنتيجة النهائية تكوين منحدر قاعدى مقعر.** ويحدث فى آخر الأمر أن يتحطم القسم العلوى من المنحدر الأصلى الذى يشكل جانباً من نطاق ما بين الأودية النهرية Interfluvium، وتبعاً لذلك يحدث تخفيض للتضاريس وتضاؤل فى زاوية انحدار المنحدر. ويخلاف ما يقال، فإن «بنك» يرى أن تدمير المنحدر وتضاؤل زوايا انحداره أمر محتوم، إلا **حيثما كان معقداً بواسطة عامل تعرية نهر عدد حضيض المنحدر.**



شكل (١٢٥) تطور المنحنيات المقعرة

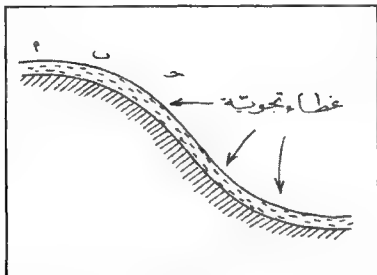
فوق جوانب نهر ينحدر رأسياً تبعاً لما يراه بينك

ولتوضيح الوضع الأخير يحسن أن نشير إلى تحليل «بنك» لتطور منحدر مجاور لنهر ينحت مجراه نحنا رأسياً بمعدل معتدل منتظم Constant Rate. ففي هذه الحالة نجد المنحدر الأصلي، يتراجع ويزداد طوله بثبات، ويحتفظ دائماً باستقامته وبزاوية انحداره، دون أن تنشأ وحدات منحدر جديدة، كالمثال السابق الذكر، وذلك ما دام النهر ينحت رأسياً مخفضاً لقاعه بالمعدل المعتدل المنتظم الدقيق. وفي هذه الحالة نرى التراجع المتوازى يشمل قطاع المنحدر كله. أما إذا ما تباطأت تعرية النهر أو توقفت تماماً، فإن المنحدر يتغير بما يماثل المنوال الذي سبق شرحه. وقد درس «بنك» تطور المنحدرات حينما تقع تحت تأثير تعرية نهريّة سريعة وأخرى بطيئة - Accelerating and decelerating erosion. وهو يرى أن الحالة الأولى تؤدي إلى تكوين منحدرات محدبة (تقابل التطور المتعاظم Waxing development عند «وود» A.Wood - 1942) بينما ينشأ عن النحت النهري البطيء تقعر المنحدرات (تقابل التطور الهين الضعيف عند «وود» Waning development). ويرتضي «بنك» إمكانية تشكيل تحذب محدود للمنحدرات بواسطة عوامل أخرى، مثال ذلك أن القسم العلوي من منحدر مستقيم، الذي ينشأ نتيجة لنحت نهري بمعدل معتدل ومنتظم (مرحلة التطور المعتدل المنتظم - Constant development) يصير مستديراً rounded لأن المواد المجوّه تزلزل من فوقه بصفة مستمرة، ويستحيل أن تحل محله وحدة منحدر جديدة تأتي من أعلاه، ذلك أن الصخر يبقى مكشوفاً معرضاً للتجوية فيتراجع بسرعة تفوق كل وحدات المنحدر الأخرى الواقعة أسفل منه.

ويبقى جوهر نظرية «بنك» ممثلاً في أن شكل المنحدر وزاوية انحداره يتحددان بمعدلات تعرية الأنهار. وتلك الفكرة هي أساساً محل نقاش وجدال بين كثير من الجيومورفولوجيين. والواقع أنه لا يشك في استجابة المنحدرات للنحت النهري بالأساليب التي وصفها «بنك»، لكن ينبغي أن نأخذ في الحسبان عوامل أخرى لها أهمية حقيقية في التأثير على شكل أي منحدر، وتتضمن هذه العوامل التركيب الكيميائي للصخر، ومدى مساميته ونفاذيته، وما به من شقوق وفواصل وسطوح انفصال طبقي، ومقدار زوايا الميل الطبقي، ومعدل تعرية النهر عند حضيض المنحدر، والظروف المناخية، وطبيعة ومعدل عمليات التجوية، وطبيعة ومعدل عمليات النقل مثل الزحف والغسل، وطبيعة غطاء النبات النامي، وما قد يحدث من حركات أرضية معاصرة.

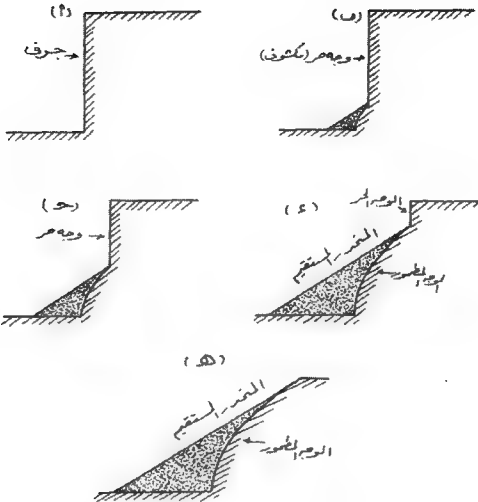
وهناك صعوبة تتعلق بمفهوم تعادل المنحدرات (Graded Slopes (Equilibrium). ذلك أن حالة تعادل أو توازن لمنحدر لا يمكن إرجاعها وربطها بالضوابط المؤثرة عند حضيضه وحدها، ويقصد بها التعرية النهريّة، ذلك أن حالة التعادل يجب أن تتأثر أيضاً

بعوامل تأتي من أعلى المنحدر، وتتمثل تلك العوامل على الخصوص في مقدار وكمية الحمولة وكذلك حجم غسل السطح Surface wash، حيثما تأثر قطاع المنحدر بتلك العوامل عند مكان معلوم من سطحه.



شكل (١٣٦) تفسير نظرية جيلبيرت

وتتضمن نظرية «جيلبيرت» (G.K.Gilbert, 1909) ترجيحاً للدور الفعال الذي تقوم به تلك العوامل المذكورة آنفاً في تحديد شكل المنحدر وتقرير زاوية انحداره، ورغم أن نظرية جيلبيرت ليست كلها مقبولة، فإن بعض أصولها يبدو مقبولاً. لكن «بينك» لا يرى أهمية لتلك العوامل في تشكيل المنحدر ودرجة انحداره، فهو يعتقد أن درجة انحدار المنحدر على أية نقطة عليه ترتبط ارتباطاً وثيقاً بسرعة التجوية ويتأثر عمليات النقل عند تلك النقطة. وأفكار «بينك» بوحدات منحدر يتراجع تراجعاً متوازياً فيه يتساوى معدل التراجع بمعدل إزالة المواد المجواه، تبدو مقبولة لأنها متوازنة وأقرب ما تكون إلى التعادل. ومع هذا لا ينبغي أن نغفل دور تأثير المواد المجواه التي تتحرك من أعلى المنحدر نحو حضيضه، وقد أكد على أهمية هذا الدور «الآن وود» A.Wood عام ١٩٤٢، وشرحه تفصيلاً في بناء نظريته الخاصة بتطور المنحدرات.



شكل (١٢٧) تطور المنحدرات تبعاً لما يراه «ألان وود»

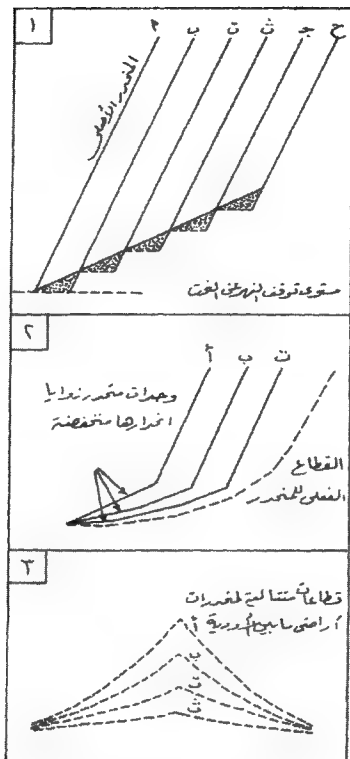
نظرية ألان وود: A. Wood

وقد بدأ وود بمنحدر يأخذ شكل جرف قائم الوجه سماه «الوجه الحر» Free face، يحتمل أن يكون قد نشأ أصلاً بواسطة عمليات التعرية أو عن طريق الحركات الأرضية كالتنكسارات، وحالما يتأثر الوجه الحر بعمليات التجوية يأخذ في التراجع، وتتحرك المواد المجوّه منه نزلاً نحو حضيزته حيث تتجمع وتتراكم مكونة لمخروط إرسابي Scree or Talus. وبمرور الزمن ينمو المخروط الرسوبي صعوداً على المنحدر، بينما يتناقص طول الوجه الحر ويزداد تراجعه. ويتحدد انحدار المخروط الإرسابي بواسطة زوايا استقرار الفتات الصخري الذي يتكون منه. وطالما لم يحدث أى تغيير فى كمية الحطام الصخري، فإن منحدر المخروط الإرسابي يحافظ على نفس زاوية انحداره، ومن ثمّ يشكّل ما سماه «وود» المنحدر المستقيم Constant Slope. ويتشكل أسفل مواد المخروط الإرسابي منحدر صخري محدب، تماثل زاوية انحدار جزئه العلوى زاوية انحدار المنحدر المستقيم.

وترجع نشأة تحذب المنحدر الصخري أسفل مواد المخروط الإرسابي (المنحدر المستقيم Constant Slope) إلى تعرض الوجه الحر للتجوية فترات طويلة كلما نما المخروط الإرسابي صعودا. ذلك أن المواد المجواه من الوجه الحر الذى يقصر طوله بمرور الزمن تتضاءل تدريجيا، كما وتفترش على مساحات متزايدة من سطح المخروط، ولهذا يبطل المخروط فى نموه صعودا، فيتعرض الوجه الحر فترات أطول لفعل التجوية، ومن ثم يتراجع بمعدل سريع يفوق تراجعها فى أجزائه السفلى. ولهذا يبدو المنحدر الصخري أسفل المخروط محدبا (أنظر شكل ١٢٧).

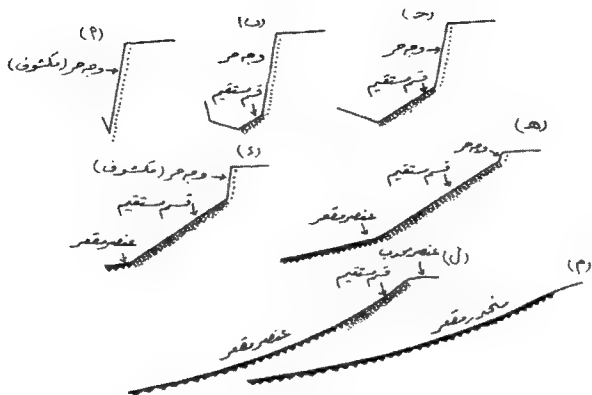
وليس من شك فى أن هذا الوضع لن يستقيم ويبقى بهذا الوصف إذا ما تدخل عامل تعرية كالماء الجارى القادر على إزالة قسم من مواد المخروط الإرسابي. فإذا حدث فى أعقاب فترة نمو للمخروط الإرسابي أن بدأت التعرية إزالة قسم من مواد المخروط تساوى تماما كمية المواد المجواه التى يمكن أن تضاف لأعلى المخروط من تجوية تراجع الوجه الحر، ومن ثم تبقى كمية المواد المكونة للمخروط كما هى دون تغيير. ولما كان تراجع الوجه الحر سيستمر فإن المنحدر المستقيم (سطح المخروط) سيمتد صعودا، مارا بالصخر المكون لأسفل الوجه الحر، ومن ثم سيمارس فعلا إرسابيا وتحتايا كليهما. ويصبح القسم الممتد (العلوى) من المنحدر المستقيم «منحدر نقل Slope of transport»، وحينئذ تتحدد زاوية انحداره بمقدار ما يرد إليه من مواد تجوية من أعلاه ومارة به، ومن ثم يصبح مثالا طيبا لمنحدر تتحكم فيه مواد التجوية، ويعدّ نموذجا لمنحدر مستقيم الشكل Recti-linear. وينمو المنحدر المستقيم إلى النقطة التى عندها يتم استهلاك المنحدر الحر (أنظر أشكال ١٢٨، ١٢٩، ١٣٠).

ويرى «الآن وود» أن استدارة ملتقى أو مكان الاتصال بين المنحدر المستقيم وسطح الهضبة أو قمة أراضى ما بين الأودية Interfluvial Crest تعطى الفرصة لظهور تحذب علوى حول قمة المنحدر الأصلي سماه المنحدر المحدب Waxing Slope (مصطلح أخذه عن فالترينيك)، كما يعتقد أن الجزء السفلى من «المنحدر المستقيم» يصبح مقعرا سماه المنحدر المقعر Waning Slope (مصطلح مأخوذ من بينك أيضا) وذلك نتيجة لإزالة الفتات الصخري الدقيق بواسطة التعرية من حضيض قطاع المنحدر. وعند الوصول إلى هذه المرحلة يصبح قطاع المنحدر مؤلفا من ثلاثة عناصر هى من أعلى إلى أسفل: عنصر محدب عند قمته، يليه قسم مستقيم، ثم عنصر مقعر عند حضيضه. وبمرور الزمن - يخفى العنصر المستقيم الذى يمثل أشد عناصر القطاع انحدارا، وذلك نتيجة لنمو العنصر المحدب نزلا، ونمو العنصر المقعر صعودا، ثم يلى ذلك تأثر كل من العنصرين المحدب والمقعر بعوامل التعرية، فيتضاءل المنحدر كله (أنظر شكل ١٢٩).

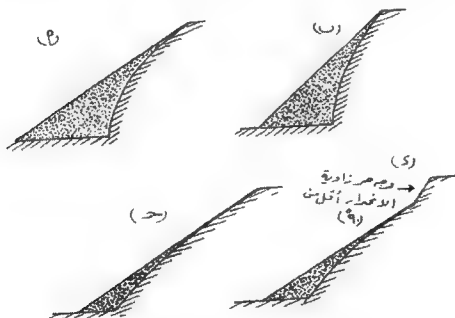


شكل (١٢٨) تصور لتطور المنحدرات

تبعاً «لبينيك»، ومن بعده «وود»



شكل (١٢٩) تصور لتطور المنحدرات تبعاً لآراء بنك ومن بعده «وود» يلاحظ ازدياد مساهمة المنحدر المستقيم ابتداءً من مرحلة التطور «ب» إلى مرحلة «د» وازدياد منحدر الفسل ابتداءً من المرحلة «د» إلى المرحلة «م» ويبدأ تكوين التحدب العلوي في المرحلة «ل».



شكل (١٣٠) تنوع في شكل الوجه المطور

الفصل العاشر

السهول

والأسطح التحتائية

السهول والأسطح التحتائية

لقد منحت نظرية وليم موريس ديفيز (1899) W.M.Davis وتابعه جيلبيرت (1909) G.K.Gilbert والتي تشتهر باسم «الدورة الجغرافية»، نتائجها النهائية المعروف باسم «السهل التحتائي»، دراسة أشكال سطح الأرض قاعدة فكرية مهمة، اعتنقتها كثرة من الجيومورفولوجيين، واعتبروها أساساً لأبحاثهم. لكن أفكار «ديفيز» واجهت الكثير من الاعتراضات والنقد خصوصاً في ألمانيا. فقد لاحظ كل من «سارجي» (1912) S.Passarge و«هيتنر» (1921) A.Hettner عديداً من أوجه النقص في نظرية «ديفيز» وأثار كل منهم الشكوك في افتراضاته واستنتاجاته، وأكدوا ضرورة فحص ودراسة دقيقة لتأثير المناخ على العمليات الخارجية وغموض مصطلحات «الشباب والنضج والشيخوخة»، لوصف خصائص أشكال سطح الأرض، وقد درس كل من «ألبريشت بينك» (1919) A.Penck و«فالتر بينك» (1924) إمكانية تزامن التفاعل بين حركات قشرة الأرض والعمليات الخارجية، وتلك أفكار جديدة لا تتضمنها دراسات «ديفيز». وبالمثل هناك مصطلحات وأفكار أخرى «لبينك الإبن»، تخرج عن مضامين تعاليم ديفيز. مثال ذلك الفرق بين السهل الأصلي Primaerrumf، والسهل التحتائي النهائي Endrumf، وأن أشكال سطح الأرض المنبسطة، وتلك التي تنحدر أنحداراً هيناً أو شديداً، يمكن أن تكون تعبيراً عن التوازن بين عمليات الرفع والهبوط، وما يترتب على ذلك من فكرة أنه بمرور الزمن تنشأ سلسلة بل سلاسل من الأشكال الأرضية التي تتصف بالإنحدار الشديد والهيئ بل والإستواء.

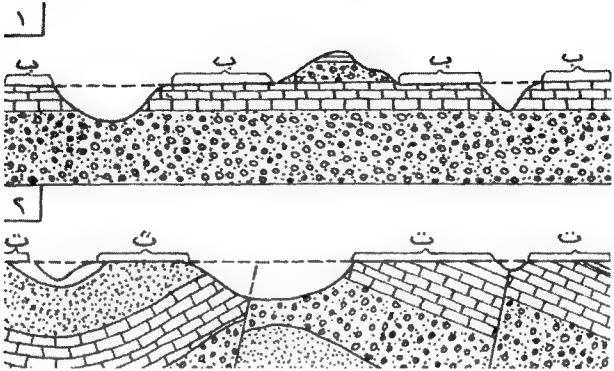
والواقع أن كل هذه الآراء والأفكار ما هي إلا تهذيب وتحسين لما اعتنقه ونادى به «ديفيز» أساساً، من أن أشكال سطح أى قطعة من سطح اليابس ما هي إلا تعبيراً عن الحركات التكتونية في قشرة الأرض والعمليات الخارجية التي تؤثر فيها. ولقد أظهرت الأبحاث الحديثة معلومات جديدة مهمة، لعل أظهرها ما أستجد من أفكار تخص التباين الذي تسببه ظروف المناخ في الأشكال الأرضية التي توجد في المناطق التي يسودها فعل الماء الجارى، وقد تبلورت تلك الأفكار فيما يسمى «الجيومورفولوجيا المناخية» Climatic Geomorphology، التي لا شك قد أثرت تأثيراً شديداً في أصول أفكار «ديفيز»، وفرضت شكوكاً حول تعاليم «ديفيز» الخاصة بالدورة الجغرافية أو «دورة التعرية» ومفهوم «السهل التحتائي» Penelain.

«نظرية ديفيز»

يتمثل جوهر نظرية «ديفيز» في افتراض تطور سطح منطقة معلومة بمرور الزمن ويتأثير عمليات التعرية إلى سطح يشبه السهل، ويقترّب منسوبه أو إلى سطح البحر، ويمثل المنتج النهائي لعمليات التعرية، هذا إذا لم تتدخل عوامل تحدث اضطراباً وتحولاً أو إنحرافاً في التطور. ولقد تبدو هذه النظرية مقنعة من وجهة النظر المنطقية الصرفة، لكنها تقابل الكثير من العقبات. ولقد أوضح «ديفيز» بنفسه أن المراحل النهائية لهذه العملية تتطلب فترة زمنية طويلة جداً، أثناءها يتناقص أنحدار الأنهار بصفة مستمرة. وهنا يبرز السؤال فيما إذا كانت فترات الاستقرار والهدوء بل والتوقف التكتوني الطويل الأمد قد حدث بالفعل. ويقرر «ديفيز» أن تلك الفترات المستقرة تكتونيا يجب أن تكون قد حدثت بالفعل ما دامت سهول أو أسطح التعرية موجودة فعلاً. كما أشار إلى وجود أسطح التعرية Erosion Surfaces في كثير من المناطق الجبلية، وأنهى إلى القول بأن عمليات الرفع أثناء فترات النشاط التكتوني قد قامت برفع تلك الأسطح المنبسطة التي سبق ونشأت على مناسيب منخفضة.

ولقد تُعرف «ديفيز» على إمكانية وجود مستوى قاعدة تعرية على مناسيب عالية فوق مستوى البحر، وذلك في الأقاليم الجافة، ورأى، نظرياً، إمكانية تكوين سطح تعرية أو «سهل تحاتي» Peneplain محلياً على تلك المناسيب العالية، وما دام قد تمّ العثور على بقايا نباتية بل وعلى تكوينات فحم في طبقات على نفس المناسيب العالية، وذات صلة بتلك الأسطح التحاتية، فإن ذلك يعدّ دليلاً واضحاً على مناخ رطب، وتصريف مائي كان يصل إلى البحر، وبناء على ذلك استنتج «ديفيز» أن حالة الجفاف الحالية بما تتصف به من مستوى قاعدة مرتفع لا يهض اعتراضاً أو معوقاً مهماً لنظرية السهل التحاتي Peneplain أو السهل التحاتي النهائي Endrumf القريب من مستوى البحر.

وإنه أمرٌ جوهري لنظرية «ديفيز» أن السطح التحاتي النهائي لا يتطور ويتحقق إلا عند مستوى يقترب جداً من مستوى مياه البحر باعتبار هذا المستوى مستوى القاعدة النهائي، وخلاف ذلك ينقضى ويختفى استخدام وتطبيق تلك النظرية. بمعنى أن وجود تلك الأسطح التحاتية المقطعة العالية المنسوب يشير بالتأكيد إلى حدوث حركة رفع للمنطقة في أعقاب تكوين السهل أو السطح التحاتي.



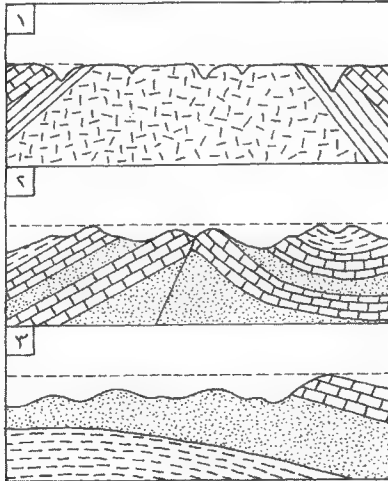
شكل (١٢١) (١) أسطح بنيوية (٢) أسطح تعرية

تكوين الأسطح التحتانية علي ارتفاعات كبيرة في المناطق المدارية الفصلية المطر

أظهر الكثير من الأبحاث أن الأسطح التحتانية ذات الشكل الشبيه بالسهل المنبسط لا تتكون حالياً قريباً من سطح البحر فحسب، وإنما تنشأ كثيراً على ارتفاعات كبيرة في المناطق التي تنصرف مياهها إلى البحر. فلقد وصف «بورنهارت» (1900) A.Borhardt أسطحاً تحتانية تتكون من صخور «النيس» على ارتفاعات بين ٣٠٠-٤٠٠ متر في منطقة ماجدجي Madjedje فس ظهير ليندى Lindi في شرق أفريقيا، وعليها تبرز التلال الجزيرية (المنفردة) Inselberge بمنحدرات شديدة. وما تزال عمليات التعرية مستمرة في توسيع السطح التحتاني بتآكل وتراجع تلك التلال المنعزلة المتبقية. وتبعاً لذلك يمكن القول بأن تسوية سطح اليابس في مثل هذه المناطق دائم ومتزايد على ارتفاعات مئات من الأمتار فوق منسوب البحر.

وقد ميز «كريس» (1933) N.Krebs سهلاً صخرياً تحتانياً يبلغ اتساعه ٨٠ كم في منطقة مادورا Madura وتينيفيلي Tinevelli بالهند يبلغ ارتفاعه ٢٠٠ متر بانحدارات

تتراوح بين ٢٪-٣٪، وتوجد به تلال جزيرية متبقية. وتبعاً لدراسات جيسين، (1936) O.Jessen في أنجولا بغرب أفريقيا، تبين أن هنالك أسطحاً تحتانية في منطقة بلانالتو Planalto يصل ارتفاعها إلى ما فوق ١٧٠٠ متر، وهي تتميز باتساع قيعان أوديتها وانبساطها، وبأراضي ما بين أودية مموجة السطح، ويزداد اتساع أطرافها، وتعمل التعرية وعمليات التجوية على تقطيع واكتساح أعالي المرتفعات المحيطة بها. وهذا يعني أن تكوين أسطح التعرية Rumpfflaechen (Erosion Surfaces) في المناطق التي نجد لها تصريفاً مائياً إلى البحر في وقتنا الحاضر يتم على ارتفاعات تزيد على ١٠٠٠ متر. وبطبيعة الحال ليست هذه الظواهر شائعة في كل المناطق التي تتميز بجريان مائي سطحي كعامل رئيسي للتعرية والإرساب، وإنما توجد فقط في أنماط مناخية معلومة، وبوجه خاص في مناطق السافانا، أو المناطق المدارية التي تتميز بتعاقب فصول ممطرة وأخرى جافة.



شكل (١٣٢) فعل التعرية بدرجات متفاوتة
في سهول تحتانية أصابتها عوامل الرفع التكتوني

هدم الأسطح التحاتية في العروض الوسطي

في كثير من النطاقات المناخية لانجد أدلة تشير إلى تكوين أسطح تحاتية في وقتنا الحالي، وإنما توجد شواهد واضحة على هدم وتخريب أسطح تحاتية سابقة. ويعد نطاق الغابات في العروض الوسطى المعتدلة مثلاً طيباً لذلك. ومن بين أراضي تلك الأسطح التحاتية المنخفضة التي تمتد مجاورة للساحل، والتي منها ما يوجد بغرب فرنسا ممتدة من إقليم «نورماندى» Normandy إلى نهر الجيروندي Gironde فهنا يقع سطح تحاتى فوق كتلة أرموريكا Armorican Massif فيما بين كوتينتين Cotentin إلى فندى Vendee، وهو سهل تحاتى منخفض يدانى مستوى سطح البحر. ويحسن هنا أن نذكر بعضاً من تلك الأسطح التحاتية المنتشرة بغرب فرنسا: سطح يقع غرب كوتنيتين Cotentin، والنطاق الساحلى الواقع شمال غرب «بريست» Brest، و سطح تحاتى شمال المدينة السابقة، وغيرها كثير، كل هذه الأسطح التحاتية قد نحتتها المجارى المائية بعمق (Kerbtal- einschnitten) فهي حالياً لم تعد تتسع وتمتد، بل على العكس من ذلك فهي تتعرض تدريجياً للتدمير الذى يصيبها منذ زمن بعيد نسبياً. ولا يقتصر وجود بيئة الأسطح التحاتية الممزقة على «كتلة أرموريكا»، ذلك أنها تتكرر في أجزاء أخرى من فرنسا، على سبيل المثال في منطقة «كين» Caen في القسم الأدنى من نهر أورن Orne، وفي محيط منطقة لاروشيل La Rochelle.

وأمثلة أخرى مشابهة نجدها على امتداد الساحل الشرقى لأمريكا الشمالية في تلك المناطق التي لم تتأثر بغطاء جليد الزمن الرابع، وهى التي تقع إلى الجنوب من المصب الخليجى لنهر «هدسون». ويمتد السطح التحاتى هنا فوق إلتواءات البييدمونت Piedmont القديمة على طول خط يمر بمدن فيلاديلفيا وبالتيمور واشنطن وريشموند، على ارتفاع يتراوح بين ٦٠-٨٠ متراً فوق مستوى البحر، وعلى بعد من البحر لا يقل عن ١٠٠ كم. ويبدو هذا السطح التحاتى هو الآخر مقطعاً ممزقاً بمجارى مائية عميقة ذات جوانب شديدة الانحدار، مثلها في ذلك مثل الغطاء الرسوبى الذى يغطى الصخور الأقدم التي يتألف منها الرصيف البحرى الأقرب إلى البحر. ومن الواضح أن تلك الأسطح التحاتية الفسيحة التي تؤلف البييد مونت وما يجاورها من سهول ساحلية تتعرض للتدمير، وبالتالي لا تتسع رغم تواضع ارتفاعها عن سطح البحر.

وقد أعلن كوباياشى (Kobayashi 1965) عن مثيل لتلك الأسطح التحاتية التي تتعرض للنحت والتخديد والإنكماش والتقطع في شرق كوريا حول مدينتى «سيول» و «بيونج يانج». ويقع هذا السطح التحاتى المسمى «راكورو» Rakuro على ارتفاع ٥٠ متراً فوق سطح البحر، وعلى بعد ٢٥ كم من الساحل، ثم يرتفع إلى علو ٢٠٠ متر على بعد ٧٠ كم في الداخل. ويجرى حالياً عدد من الأنهار فوق السهل التحاتى ذات جوانب شديدة الانحدار، وهو الآخر، بسبب عمليات التعرية المائية، ينقطع وينكش، ولا يجد فرصة للإتساع والامتداد.

وإذا ما أردنا تفسير نشأة تلك الأودية النهرية العميقة شديدة انحدار الجوانب بواسطة حركة رفع للأراضي عقب اكتمال تكوين السطح (السهل) التحاتى النهائي Endrumpf، فإننا ينبغي أن نفترض قدرأ من الرفع يتلاءم ويتناسب مع هذا النحت الرأسى الكبير. وينبغى تقدير حركة رفع مقدارها لا يقل عن عشرين متراً فى المناطق الساحلية الفرنسية، ونحو خمسين متراً بالنسبة للمناطق الأخرى. ولقد نرى - بناء على ما تقدم - أن تغيراً صغيراً فى مستوى سطح البحر يمكن أن يحدث اضطراباً شديداً فى عملية بناء السطح (السهل) التحاتى. وإذا ما أخذنا فى الحسبان عمليات الطغيان البحرى على اليابس والانحسار عنه Transgressions and regressions التى تعددت وتوالت خلال الزمن الجيولوجى، ناهيك عن الذبذبات الإيوساتية فى الزمن الرابع، فإنه يصبح من الصعب جداً قبول ما ارتأه «وليم موريس ديفيز» من إمكانية حدوث فترات زمنية طويلة أثناءها تستقر قشرة الأرض تماماً وتتوقف عن الحركة، إضافة إلى ثبات مستوى سطح البحر، من أجل أن يستمر نشاط التعرية، وتسمى التضاريس وتحولها إلى سهول أو أسطح تحاتية قريبة المنسوب لسطح البحر.

وتختفى هذه المشكلة ولا تظهر إذا استخدمنا نظرية الجيومورفولوجيا المناخية فهى تعتبر هذه الأسطح التحاتية قد تكونت خلال الزمن الثالث، وأنها نشأت دون اعتبار لمدى الارتفاع عن سطح البحر، وتوجد فوق هذه الأسطح بقايا تربة تجوية قديمة مماثلة للتربة التى توجد فى مناطق السافانا الحالية. وتبدو هذه الأسطح موجة نموذجاً لطيفاً مما يرجح نشأتها وتشكيلها على هذه المناسيب المرتفعة، وإن عمليات التقطيع والتدمير التى تصيبها حالياً تظهر أنها تعبير وانعكاس للتغيرات المناخية التى كانت تحدث منذ نشأتها. ولعل هذا يشير إلى حقيقة أن تلك المناطق العالية من أمثال أسطح تعرية مادورا وتينيفيل (الهند)، وسهول كانفيرى Canvery العليا، وأسطح التعرية فى أنجولا، يمكن أن يصيبها التمزق بالتعرية إذا ما تحول مناخها إلى ظروف مناخ العروض المعتدلة الرطبة.

ويقول هيربيرت لويس (1957) H.Louis إنه لكى نجري مقارنة بين الشخصية الفردية لبيئات الأسطح التحاتية المرتفعة فى كل من مناطق السافانا ومناطق العروض المعتدلة، ينبغى أن نتصور قارة أوروبية لم تمزق المجارى المائية مرتفعاتها الوسطى إلى كتل منفصلة تعرف الآن بأسماء: مرتفعات الخام Erzgebirge، غابة فرانكن فرانكنwald، مرتفعات الراين، الأردين Ardennes، بريتانى، هضبة فرنسا الوسطى French Massif Central، وبالتالي تظهر تلك الكتل مجتمعة متصلة فتبدو مناطق مرتفعة تعلو بلطف، باستثناء حافات منعزلة أشد انحداراً، عليها يمكن أن تجرى أنهار كبيرة فى أودية هيئة الأنحدار، إذا ما ساد تلك المناطق أحوال مناخ السافانا. وفيما يختص بالدرجات Steps التى تكتنف تلك الأسطح العالية، فإن المجارى المائية ستعبرها قاطعة

مجاريها في خنادق، لكن هذه الخنادق لا تقطع الأسطح التحتانية المدرجة Stepped erosion surfaces (Rumftreppen) في المناطق المدارية الفصيلة الرطوبة والمطر.

من هذا يمكن القول بأن تلك الأسطح التحتانية ليست في الحقيقة أسطحاً نهائية Final erosion surface (Endrumf تبعاً لبينك و Peneplain تبعاً لديفيز)، ولم تكن كذلك أبداً، فهي على الأرجح ظاهرات نشأت بتأثير ظروف مناخية معطومة فوق قاعدة تضاريسية مندمجة غير مقطعة (Reliefsockel)، وأنها لم تقترب من المرحلة النهائية النظرية لعمليات تعرية.

ويرى لويس (H.Louis 1957) أن تلك الأسطح التحتانية ليست أسطحاً تحتانية أصلية، Primaerumpfflaelchen بالمعنى الذي يقصده «فالتر بينك» الذي يرى أن تلك الأسطح ينبغي أن تكون أسطحاً تحتانية منبسطة، قد تكونت وتشكلت أثناء حركة رفع لطيفة هينة، بواسطة عمليات تعرية تساير وتجاري عمليات الرفع. وهنا يبرز التساؤل عن كيفية نشأة هذه الأسطح التحتانية التي لا تقترب من مستوى البحر والتي لا تمثل كلاً من سطح التعرية النهائي Peneplain، و سطح التعرية الأصلي Prinaerrumpf. ويعرض «لويس» إجابة لهذا التساؤل أفكاراً تخص الجيومورفولوجيا المناخية، ويعزو نشأتها للتفاعل بين عمليات مركبة ومتنوعة دائبة العمل لتشكل وتكوين تلك الأسطح، وتعديلها أثناء تقطيعها وتكوين ظواهر في محيط بيئاتها.

عمليات التسوية في نطاق شيوخ الإنسياب الأرضي

نطاق الإنسياب الأرضي solifluction الذي يتألف من الأراضي القريبة من القطب والواقعة أعلى خط نمو الأشجار، ينتمي لبيئات التعرية المائية التي تتأثر تأثيراً شديداً بأحوال المناخ، وتتمثل عوامل التعرية الرئيسية في هذا النطاق في تجوية الصقيع وفي عملية الإنسياب الأرضي. وكان لكل من البحوث: بوسر (1932, 1936)

H.POSER و ترولي (1947, 1948) وترويل (J.Budel 1948) (أبحاث رائدة في هذا المجال الدراسي في ألمانيا. وفي هذه المناطق تقوم سيول المياه المنصهرة من الجليد فصلياً بنقل حمولة المواد المجوّه. وفيها يوجد تفاعل مكثف بين التعرية السطحية على نطاق واسع Surface denudation وعمليات النقل الخطي، وتبعاً لذلك سريعاً ما تبدأ تنشأ أشكال أرضية جديدة. ولقد سجل بوديل حشداً من أمثلة الأشكال الأرضية التي تنتمي للزمن الرابع، كالحلقات الجليدية Cirques والأحواض الطويلة الجليدية Troughs الموجودة في نطاق فعل الصقيع، التي قد تغيرت معالمها أو أزيلت بتأثير تلك العمليات. وتحدث عمليات الإنسياب الأرضي الملحوظة الواضحة Macrosolifluction أى تحرك التربة نحو حضيض المرتفعات بشكل ملحوظ فوق منحدرات هينة جداً، تبلغ درجة إنحدارها ٢ درجة، ورغم هذا فإن هذه البيئات قد تقطعها أودية عميقة ذات مقطع

عرضى بشبه الحرف الأجنبي V (Kerbtal) . وتعمل سيول المياه المنصهرة من الجليد على زيادة تعرية المنحدرات عن طريق النحت الرأسى ، ومن ذلك ، وبسبب كثافة التعرية على نطاق واسع Denudation ، يمكن التعرف على مدى مجمل التعرية الممكنة لهذه المناطق ، التي لا شك تكون عظيمة جداً ، كما يؤكد بوديل ، ومن الممكن أن نزعّم أن الإنسياب الأرضى الملحوظ كعملية تعرية على نطاق واسع ينبغى أن تسود كل ظواهر هذه البيئات ، إضافة إلى أن مجارى مياه إنصهار الجليد المحملة بالفتات الصخرى تستطيع أن تحت أوديتها ، فإن النتيجة النهائية أن تنشأ بيئة طبيعية تتميز بقطاع منحدر منبسط ، طفيف التحدب عند نهايته السفلى ، وتتصف أوديته بقيعان عريضة . وتبعاً لذلك يمكن القول بنشأة بيئة سطح تحاتى يرتبط بعملية الإنسياب الأرضى

Solifluctionsrumpf

وهنا مرة أخرى نرى سطحاً تحاتياً ينتمى لنمط الأسطح التحاتية الجيومورفولوجية المناخية ، وهو نمط يمكن أن ينشأ بسرعة نسبياً . ومثل هذا السطح التحاتى لا يمكن أن يكون نهاية لتعرية قارية ، بمعنى السهل التحاتى (لديفيز) ، وذلك إن مثل هذا يمكن أن يتكون فوق مرتفع يصل إلى ١٠٠ متر بدرجة إنحدار مقدارها ٢ درجة لمسافة تصل إلى ٢,٥ كم . وتوجد أمثال هذه الأسطح التحاتية الناشئة عن عمليات الإنسياب الأرضى على مرتفعات منبسطة الأعلى فوق خط نمو الأشجار ، مثل هضبة التبت ومرتفعات الأنديز ، كما سبق وذكر ترول (١٩٤٧، ١٩٤٨) فى أبحاثه .

الأسطح التحاتية فى المناطق الجافة

عرفت الأسطح التحاتية وتمت دراستها فى المناطق الجافة مثلها فى ذلك مثل مناطق السافانا ومناطق تجوية الصقيع فى الأراضى المتاخمة للجليد منذ زمن بعيد ، فقد تبين أن القيعان المسطحة المنبسطة للأحواض الداخلية المغلقة ، مثل (البولسون) Bol-sons التى توجد فى غرب أمريكا الشمالية ، لا تتألف من مواد إرسابية فحسب وإنما تتضمن أسطحاً صخرية أسفل طبقة رقيقة من الفتات الصخرى ، وتحيط بهذه وتلك مرتفعات لم يتم تعريتها وبمزيقها بعد ، تنهض عالية على نحو مفاجئ بمنحدرات درجة إنحدارها متغيرة وغالباً ما تكون شديدة .

وقد تعددت الآراء فى كيفية تكوين الأسطح التحاتية فى المناطق الجافة ، ناقشها المؤلف فى الفصل الخاص بـ جيومورفولوجية الأراضى الجافة وشبه الجافة . وهى تتكون فى رأينا نتيجة لعوامل وعمليات متعددة أظهرها عمليات التجوية وتراجع الحافات ، والتعرية المائية بأشكالها ، وأخصها التعرية الجانبية Lateral erosion لمجارى مائية تخرج من نطاق المرتفعات وتحت أسافلها جانبياً ، تلك المرتفعات التى قطعها تلك المجارى المائية مكونه لأودية عميقة خانقية الشكل من نوع (Kerbtal) ولا شك أن

منحدرات الجبال في الجهات الجافة توجد بكميات أكبر من الفتات الصخري عن طريق التجوية أكثر من منحدرات جبال العروض الوسطى التي تغطيها النباتات . وهذا يفسر عظم الفتات الصخري الذي تحمله المجارى المائية، كما يفسر أيضاً قطاعاتها ذات الانحدارات الشديدة نسبياً، وتبعاً لذلك نتوقع أن يكون سطح التعرية الذي ينشأ عند حضيض المرتفعات كبيراً (أنظر جودة ١٩٧٢ و ١٩٧٥ و ١٩٩٦) .

ويزداد انحدار المنحدرات من داخلية البولسون إلى نحو خمس درجات ، بل إلى عشر درجات في بعض المواقع عند أسافل المرتفعات حيث يتقطع السطح التحتاني بعمق عن طريق أودية المجارى المائية (H.von Wissman, 1931) وتنشأ أسطح تحتانية على إرتفاع بضاهي حوض التصريف المائي الداخلي ، الذي يغلو في كثير من الحالات مستوى سطح البحر . مثل هذه الأسطح التحتانية تمثل ظاهرة مختلفة كل الإختلاف عن سطح السهل التحتاني الذي يراه ديفيز حتى لو أننا أعلنا الإرتفاع عن مستوى سطح البحر، وحتى لو حدث وأزيلت كل النتوءات الموجودة فوق هذا السطح التحتاني ، وتكون ما سماه (لوسون) (A.C.Lawson , 1915) مروحة التسوية Panfan ، فإنها لا تمت بصلة للسهل التحتاني Peneplain الذي صاغه (ديفيز) ، وإنما هي سطح تحتاني Erosion surface تكون بتأثير ظروف مناخية خاصة ، يظهر منحدرات جبلية قد تكون عظيمة الإرتفاع .

وتختلف أسطح البيديمنت في الجهات الجافة إختلافاً واضحاً عن بيئات السافانا التي تتميز بالموج والوديان الضحلة ذات المقاطع العريضة الهينة للغاية، ذلك أن ظواهر التقطع بواسطة الأودية ذات النحت الرأسى الشديد (V-shaped (Kerbtal هي السائدة في المناطق الجافة ، وبالرغم من أن التجوية الميكانيكية هي الشائعة ، فإن التعرية على نطاق واسع Denudation نظراً للإفتقار إلى الرشح خلال سطح مندمج لمنحدرات عريضة . وتبعاً لذلك فإن المجارى المائية تتمكن من نحت أودية عميقة دون عائق . وتؤدي إلى تكوين مسيلات متعمقة (أخوار) (Racheln) Gullies وبيئات وعرة الطابع Badland - type landscapes . لكن هذه المجارى العميقة لا تصل في عمقها عمق مثيلاتها في المناطق الرطبة . ونظراً لأن التجوية الكيميائية محدودة القيمة والتأثير ، فإن المجارى المائية تحمل حطاماً صخرياً خشناً هو نتاج التجوية الميكانيكية ، ويكون لهذه الحمولة الخشنة تأثيرها الفعال في النحت الجانبي لأسافل الجروف الجبلية عند خروج المجارى من النطاق الجبلى ، إضافة إلى نحتها لسطح البيديمنت .

وتختلف أسطح البيديمنت في المناطق الصحراوية إختلافاً كبيراً في الشكل والعمليات المؤثرة عن أسطح التعرية في بيئات مناطق السافانا ومناطق الإنسياب الأرضي فيما جاور القطب وفي أعالي المرتفعات ، وعلى الرغم من أن الأمثلة التي شرحناها تبدو

قليلة، لكنها تمثل بيئات مائية تختلف عن بعضها اختلافاً كبيراً للغاية من الوجهة المناخية ، وهي تبدو كافية التشخيص طبيعة التفاعل بين عمليات التعرية المتنوعة ، فلقد برهنت الأبحاث الجيومورفولوجية المناخية أنه يتأثر ظروف مناخية معلومة (فى بيئات السافانا والجافة وشبه القطبية وفى أعلى المناطق المرتفعة) قد نشأت مساحات مستوية شاسعة المساحة بسرعة نسبية بواسطة عمليات التعرية ، وأن تلك الأسطح قد نشأت فوق يابس قديم على إرتفاعات كبيرة نسبياً عن مستوى سطح البحر ، وينبغى أن نشير إلى أن نطاقات مناخية أخرى ، خصوصاً نطاق الغابات المعتدلة ، ليست مناسبة إطلاقاً لتكوين أمثال هذه الأسطح التحاتية .

من هذا نرى أن السهل التحاتى Peneplain بمفهوم (ديفيز) الذى يتطلب تكوينه التوقف التام لحركات قشرة الأرض والاستقرار التام لمستوى مياه البحر على مدى فترات طويلة جداً من الزمن، أمر يعيد الإحتمال وأن الأقرب إلى الصواب هو القول بأن كل الأسطح التحاتية Erosion surfaces ذات أصول نشأة جيومورفولوجية مناخية على النحو الذى شرحناه .

تمييز أسطح التعرية

ينبغى لنا أن لا نُقصر البحث عن أسطح التعرية فيما جاور أو عند مستوى قاعدة التعرية الحالية فقط ، وإذا ما وجدنا أسطح تعرية ملاصقة لمستوى البحر الحالى ، فإن ذلك قد يكون مجرد موقع ، وتكون الحقيقة أن تلك الأسطح قد رفعت أو أصابها الهبوط وهى فى مواقعها الأصلية بواسطة حركات أرضية حديثة . وهناك شواهد عديدة تدل على أن البحر قد توقف عند مستواه الحالى لفترة قصيرة جداً ، ذلك أن مستوى قاعدة التعرية قد تغير عدة مرات خلال الزمن الرابع ، وهذا التذبذب فى مستوى مياه البحر قد حدث نتيجة إما لهبوط أو إرتفاع أيزوستاتى (توازنى) بسبب تراكم الجليد فى غطاءات ضخمة على اليابس ثم إنصهاره وعودة المياه إلى البحر ، أو لسبب إرتفاع وهبوط أيزوستاتى لمستوى مياه البحر نتيجة لتغيرات فى كميات المياه المحتبسة على اليابس فى هيئة جليد . وهناك عامل آخر مهم يتمثل فى تناقص مضطرب لمستوى مياه البحر ، منذ أواسط الزمن الثالث ، وربما أقدم من ذلك، ويحلول عصر البلايوستوسين ، كان مستوى مياه البحر أعلا منه حالياً بنحو ٢٠٠ متر ويرجح بعض الباحث أن مستوى البحر كان أعلا منه حالياً خلال الزمن الثالث بنحو ٦٠٠ متر . وهناك من الباحث من يرى أن معظم أشكال سطح الأرض التى تقع دون منسوب ٢٠٠ متر ينبغى أن تنسب فى أصل تكوينها للزمن الرابع ، وتلك الأشكال التى يزيد منسوبها على ٢٠٠ متر ، قد تكونت أثناء الزمن الثالث ، هذا على الرغم من أن الأخيرة قد أصابها بعض التعديل بسبب الجليد وظروف مناطق هوامش الجليد ، ونظراً لأن عمر الزمن الرابع فى حدود المليون سنة ،

وهو عمر قصير ، فإن الوقت لم يكن كافياً أثناءه إلا لتكوين أسطح تحتانية محدودة جداً ، سواء كانت أسطح تعرية قارية وبحرية ، إرتبطت بالهبوط المتقطع لمستوى مياه البحر من علو ٢٠٠ متر فوق منسوبها الحالي .

ويتضح مما سبق أن أسطح التعرية الحقيقية قد عانت الكثير من فعل عوامل التعرية وعوامل التجوية ، مع التفاوت في التأثير حسب العمر ، منذ بداية نشأتها وحسب عمرها الذي يرجع على الأقل إلى الزمن الثالث الذي أثناءه كانت قاعدة التعرية العامة عند مستوى أو أعلى من ٢٠٠ متر . وتبعاً لذلك يصبح من الصعب تمييز خصائصها الأصلية ، كما يصير من العسير القول بأن الأسطح سهولاً تحتانية peneplanes تتضمن منحدرات محدبة مقعرة هيئة التموج ، أم أنها سهول بحرية Marine Planes تامة الإستواء أو بمنحدر متواصل هين للغاية من خط الساحل القديم . ويتوقف مدى التعديل الذي حدث لتلك الأسطح التحتانية بواسطة التعرية على عدد من العوامل . فكلما توغل السهل أو سطح التعرية في القدم كلما كان أكثر قطعاً وتجزئة ، ما لم تغطيه طبقة من الرواسب تحميه وتعمل على الحفاظ عليه . ولا شك أن صلابة الصخر ومقاومته عامل مهم للغاية في الحفاظ على مظاهر السطح التحتاني الأصلي . ذلك أن السهل التحتاني الذي ينشأ في إقليم صخوره رسوبية ضعيفة ، تتعدل خصائصه بشدة ، بل قد تختفي كلية أثناء دورة تعرية لاحقة التي خلالها يتم تخفيض عام لسطح الإقليم ، وعلى العكس من ذلك فإن السهل التحتاني في إقليم يتميز بصخور نارية أو متحولة صلبة مقاومة يبقى على الزمن محتفظاً بكثير من خصائصه الأصلية . معنى هذا أنه لو حدث وتجاور سهلان تحتانيان يتماثلان أو يتشابهان في خصائص السطح ، أحدهما في منطقة صخوره مقاومة والثاني في منطقة صخورها ضعيفة غير مقاومة ، فإن الأول يكون أقدم من الثاني بكثير . وهناك عامل آخر يؤثر على حماية خصائص أسطح التعرية وحفظها يتمثل في تقارب شبكة التصريف المائي ، التي تتأثر بدورها بالخصائص الجيولوجية والضوابط المناخية . وتبعاً لذلك فإنه كلما ازدادت كثافة شبكة التصريف كلما عجل ذلك في تحطيم الأسطح عن طريق إزالة أراضي ما بين الأودية Interfluve wasting .

ولقد توجد في البيئات الطبيعية الحالية أسطح تعرية بأشكال متنوعة ،

– فمن الممكن أن نرى السطح يتألف من هضاب فسيحة ، وقمم تقسيم مياه منبسطة ، وكلها تأخذ نفس الارتفاع ، أي على منسوب واحد تقريباً ، ويحدث ذلك إذا ما كُن مسطح التعرية حديثاً يرجع إلى أواخر الزمن الثالث ، أو يعود إلى أقدم من ذلك لكن قد حمته وحافظت على خصائصه غطاءات من رسوبيات أحدث ، أو أن قد نشأ وتطور في إقليم صخوره شديدة الصلابة والمقاومة ، أو أن شبكة التصريف المائي التي أثرت فيه كانت مفتوحة .

- وقد يتمثل السطح التحاتى فى مجرد تناسب وتطابق عام فى ارتفاع القمم الرئيسية بالمنطقة، وذلك إذا ما كانت الظروف الجيولوجية غير مواتية، أو يكون السطح موغلاً فى القدم، كأن يرجع إلى بداية الزمن الثالث أو إلى الزمن الثانى.
- أما إذا كانت كل الظروف معاكسة، أو كان سطح التعرية قديماً للغاية، فلاشك أنه قد أختفى وزال ولم يعد يمثل عنصراً يمكن تمييزه فى البيئة الطبيعية.
- والواقع أن السهول التحاتية يمكن أن تظهر خصائص متباينة ما دامت تقطع أنماطاً من الصخور متنوعة وعديدة، وما دامت تصرف مياهها شبكات تصريف متباينة الكثافة. وحينما تتعرض شبكات التصريف لتجديد شبابها، فإن أسطح التعرية تعاني التدمير والتقطع فى بعض أجزائها دون البعض الآخر.

القسم الثاني

أبحاث تطبيقية

البحث الأول: الاكتساح والنحت بواسطة الرياح.

البحث الثاني: إقليم واحة مرادة بليبيا

البحث الثالث: تكوينات اللوس.

البحث الرابع: سهل ينغازي.

البحث الخامس: طرق بحث بتروجرافية للدراسة

الجيو مورفولوجية

البحث الأول

الاكتساح والنحت بواسطة الرياح

١- تطور البحث في تأثير الرياح على سطح الأرض وفي الصحاري،

في النصف الثاني من القرن الثامن عشر أشار De Luc (١٧٧٦) إلى أهمية الرياح في حمل الغبار؛ وعالج هذه الظاهرة أيضاً Elie de Beaumont (١٨٤٥)، واعتبر الرياح من أهم عوامل النقل. وقد أشار كل من Virlet d'aoust (١٨٥٨) و Bravard (١٨٥٧) لأول مرة إلى أهمية تراكم الغبار في تشكيل سطح الأرض. وقد استطاع Blake (١٨٥٥) أن يكتشف أهمية الرياح كعامل نحت ومن بعده استمر Gilbert (١٨٧٤) في دراسة تلك الظاهرة. وكان O. Fraas (١٨٦٧) أول من شاهد عملية تشقق الصخور بفعل الذبذبة والتفاوت في درجات الحرارة، كما أشار إلى تكوين القشور الصلبة.

وفيما يختص بالصحاري عموماً فقد وصف E. Desor (١٨٦٤) الصحراء الكبرى، واستطاع أن يميز بين الصحاري الهضبية أو صحاري الحمادة Hamada، و صحاري التعرية (السبخة، الجوف، الحفرة، الداجا، الشط) والصحاري الرملية (عرق Erg أو Areg) كأنماط من طبيعة الأرض الصحراوية. وقد تمسك هذا الباحث بنظرية الرحالة القدماء (هيرودوت، وإراتوستينيس، وديودور، وسكيلاكس، وبطليموس) التي كانت تعتبر الصحاري قيعاناً لبحار قديمة. أما Pomel (١٨٧٢) فقد عارض تلك النظرية التي عاد فعرضها من بعده Peelagaud (١٨٨٠)، ولكن O. Lenz (١٨٨١) عارضها، ثم استطاع K. V. Zittel (١٨٨٣) أن ينقضها من أساسها بأبحاثه الجيولوجية والباليونتولوجية في الصحراء الليبية. وقرر أن مظاهر التضاريس الصحراوية إنما تدين بوجودها وتكوينها إلى تضافر تأثير الجو والمياه العذبة لا إلى تأثير الأمواج. ولكنه حدد تأثير الرياح بقوله إنه يرى تأثير الرياح الحقيقي في تكوين الكثبان وتوزيع وتنظيم الرمال؛ أما الحافات الشديدة الانحدار والأراضي الصخرية والأودية الجافة التي رآها في الصحراء فهي في رأيه أدلة قاطعة على النحت بواسطة المياه.

وقد درس V. Richthofen (١٨٨٧): تأثير الرياح دراسة مستفيضة في كتابه عن الصين، وتبلورت أبحاثه وأثمرت في نظريته عن تكوينات اللوس Loess.

وقد تقدمت الأبحاث في جيومورفولوجية الصحاري وتأثير الرياح بعد ذلك بفضل مجهودات وأبحاث Johannes Walther و Passarge و E. Kaiser.

٢- مجالات تأثير الرياح:

الرياح ظاهرة عالمية تنتشر في كل أرجاء الأرض. لكنها لا تأتي كعامل مشكل لسطح الأرض إلا حيث تسود المحولة والجفاف، فهنا يصبح لتأثير الرياح أهمية جيومورفولوجية كبيرة، فالغطاء النباتي يكسر حدة احتكاك الرياح ويحمي التربة - إن لم يكن كلية فإلى حد كبير - من تأثير الرياح (انظر R. Geiger ١٩٤٣ ص ١٠٠ وما بعدها). وعلى العكس من ذلك نجد أن عمليات الحفر وقلب التربة وحرمان الأرض من نباتها، وتدخل الإنسان والحيوان في تدمير النبات، كل ذلك يلائم عمليات التعرية الهوائية.

وعلى هذا نجد مناطق معينة تتميز بتأثير واضح للرياح هي (O. Maull ١٩٥٨، ص ٤٠٤):

- ١- المناطق الفقيرة في نباتها والخالية من النبات حيث يسود الجفاف، أي مناطق الصحارى والاستبس وغيرها من الأراضي شبه الجافة.
- ٢- سواحل البحار وبعض البحيرات.
- ٣- الأراضي الحصوية النهرية والشطوط الرملية للأنهار التي تخلو من النبات، ويدخل ضمن هذه بعض الأراضي الفيضية.
- ٤- المدرجات الجبلية الفقيرة في النبات أو الخالية منه.
- ٥- الأراضي البركانية الحديثة.
- ٦- الأراضي الجليدية.
- ٧- الطرق والأراضي الزراعية التي تخلو فترة من النبات (الشرافي).

وعلى العكس من ذلك لا تمارس الرياح أى تأثير واضح في الأراضي التي يغطيها غطاء مائي كثيف، وفي الأراضي الزراعية (عدا ما ذكر منها تحت رقم ٧). وأيضاً نجد أنه في المناطق تحت رقم ٣، ٤، ٥، ٦، تتدخل عوامل أخرى يندر معها تكوين أشكال مورفولوجية من تأثير الرياح.

٣- قوة الرياح:

من الممكن تعيين قوة الريح - كقوة الماء - بالقاعدة الآتية:

$$\frac{ك \times س^٢}{٢} \text{ باعتبار حرف 'ك' دالاً على كتلة الهواء المتحرك، وحرف 'س' دالاً}$$

على سرعة الريح. وسرعة الرياح في معظم الأحيان أكبر بكثير من سرعة المياه.

وتبلغ سرعة الرياح في الجبال الشاهقة وعلى السواحل بين ٧ - ١٠ متر في الثانية كمتوسط سنوى. ففي فالينتيا Valentia (جنوب أيرلندا) تبلغ سرعة الرياح ٧,٤ متر في الثانية كمتوسط سنوى، وفي مرتفعات سينتس Saentis (جبال الألب - ارتفاعها ٢٤٤٠ متراً) ٧,٧ متر، وفي سون بليك Sonnbluck (ارتفاعها ٣١٠٠ متر بجبال الألب) تبلغ سرعة الرياح ٧,٥ متر كمتوسط سنوى، أما في بايكس بيك Pikes Peak (بمرتفعات الروكى) فيصل المعدل السنوى لسرعة الرياح إلى ٩,٢ متراً في الثانية. وتزداد سرعة الرياح على القمم المنعزلة التي يحيط بها فضاء واسع حتى ولو كانت قليلة الارتفاع؛ ففي مونت واشنطن Mount Washington في شمال مرتفعات الأبلاش يبلغ المعدل السنوى لسرعة الرياح ١٥ متراً في الثانية على الرغم من أن ارتفاعه لا يزيد عن ١٩٥٠ متراً. ويمكن القول عموماً أن سرعة الرياح تشتد في الأراضي الداخلية كلما ارتفعنا. ففي أراضي منطقة ناوين Nauen غربي برلين، تبلغ سرعة الرياح على ارتفاع ٢ متر ٣,٢٩ م/ ثانية؛ وعلى ارتفاع ١٦ م تبلغ سرعة الرياح ٤,٨٦ م/ ثانية، وعلى ارتفاع ٣٢ م يبلغ المعدل السنوى لسرعة الرياح ٥,٥٤ م/ ثانية.

ويشتد تأثير الرياح على الخصوص عندما تبلغ سرعة الرياح نهاياتها العظمى. ففي مرتفعات Saentis وصل المتوسط اليومي لسرعة الرياح ٣٢,٣ متراً في الثانية، بل قد بلغت السرعة ٤٦,١ متراً / ثانية. ويحدث ذلك على الخصوص في بعض أيام وسط الشتاء. وفي مدينة زيوريخ، تصل النهاية العظمى لسرعة الرياح أحياناً إلى ٢٤ م / ثانية.

وعلى الرغم من أن سرعة الهواء المتحرك تفوق سرعة المياه الجارية بكثير، إلا أن الهواء أقل كثافة من المياه ودونها في كتلتها (ك) المتحركة، وبالتالي فإن قوة الهواء المتحرك أضعف من قوة المياه الجارية. ولا يعتمد تأثير الرياح على كتلة الهواء وإنما على سرعته في مكان التأثير. وعموماً لا تتحرك الرياح في مسار ضيق محدود كما هي حال مياه نهر. ولكنها تهب على مساحة كبيرة فتصلقها، وتلائم نفسها بالبيئة الجديدة التي قد تتميز باختلاف في طبيعتها، وتباين في ارتفاعها. وتتفوق الرياح على الجليد المتحرك والمياه الجارية في قدرتها على مقاومة الجاذبية الأرضية. فهي تتحرك صعوداً إلى قمم المرتفعات وتهبط إلى أسافلها، وهي في مسارها لا تتقيد بانحدار معين، ولهذا لا يمكن للبيئة الطبيعية التي تشكلها الرياح أن تظهر في صورة بيئة الأودية، ولكنها تتطور إلى مظهر البيئة الحوضية. وعندما يمر التيار الهوائى بعوائق فإنه يحتجز أمامها، فيزداد عنفاً، بينما يتوزع في ظهيرها فتضعف قوته. ومع هذا فإن قوة الرياح الهابطة تشتد فيما وراء العقبة خاصة إذا كان الانحدار شديداً، ويزداد تأثيرها كلما كبرت زاوية الانحدار.

ويصبح دوام تأثير الرياح دون تأثير المياه الجارية في الجهات التي تهب عليها الرياح بانتظام. فتأثير الرياح يتغير بالتباين في قوتها وفي اتجاهاتها وفي تكرار هبوبها. ويزداد تأثيرها عندما تهب على دفعات، وفي شكل هبات مختلفة السرعة؛ وكثيراً ما تتدخل مظاهر التضاريس في إعاقته أو في تغيير اتجاهاتها؛ وكثيراً ما يحدث الخطأ في تمييز الجانب المقابل للرياح من الجانب المظاهر لها. وإلى جانب التيارات الهوائية السطحية السائدة، هناك التيارات الصاعدة أو الدوامات التي تمتاز بقدرة كبيرة على الإمتصاص صعوداً.

ولاستهلاك الرياح قوتها في الهبوب فحسب، وإنما تقوم أيضاً بالنقل هبوطاً وصعوداً (E.E.Free ١٩١١). وذرات المواد التي تحملها الرياح هي التي تصنع «إغبار الجو»؛ «الجو المغبر» كالماء العكر من تأثير ذرات المواد الدقيقة العالقة بهما.

وتتوقف مقدرة الرياح على النقل على سرعتها، وذلك حينما تظل كتلة الهواء المتحرك ثابتة. وقد أجريت عدة تجارب لتعيين مقدرة الرياح على النقل مع اختلاف السرعة وباستخدام رمال من الكوارتز، وكانت النتائج كالآتي: (J. Thoulet ١٩١١، وانظر أيضاً Sokoto ١٨٩٤ و Bagnold ١٩٤١)

سرعة الرياح متر / ثانية	قطر الحبيبات بالمليمتر	
٠,٢٥	٠,٠٣	} رمل بالغ الدقة
٠,٥	٠,٠٤	
١,٥	٠,١٢	رمل دقيق جداً
٣,٠	٠,٢٥	} رمل دقيق
٤,٠	٠,٣٢	
٧,٤	٠,٦	رمل متوسط
١١,٤	١,٠٤	رمل خشن

وتتحكم أيضاً في كمية ما تستطيع الرياح نقله عوامل أخرى تختص بالحبيبات نفسها كشكل الحبيبة وموضعها. إذ تزداد مقدرة الرياح على تحريك الحبيبات والذرات التي تتميز بشكل غير منتظم.

وتستطيع عواصف الغبار وزوابع الرمال أن تنقل ما يحمله الهواء من مواد عبر مسافات شاسعة، قد تصل أحياناً إلى عدة آلاف من الكيلو مترات (L. Wittschell ١٩٣٠، Rodewald ١٩٣١) هذه العواصف والزوابع تهب من الصحراء الكبرى، إذ

تثيرها انخفاضات جوية تتحرك على طول حواف الأقاليم الجافة، وتلك هي العواصف التى أطلق عليها «تسيستر Zistler» (١٩٢٦) إسم السيروكو Scirocco. ومثال تلك العواصف ما هب منها فى أيام ٩ - ١٢ مارس سنة ١٩٠١، فقد استطاعت تلك العواصف أن تنقل غبار الصحراء الكبرى الإفريقية إلى شمال القسم الأوسط من أوربا. وقد قدر وزن ما سقط منها من غبار فى شمال إفريقية بـ ١٥٠ مليون طن متري، وفى إيطاليا ١,٣١٤ مليون، وفى النمسا والمجر ٣٧٥ ألف طن، وفى شمال ألمانيا -٩٣ ألف طن (انظر Hellmann و Meinardus ١٩٠١). وفى شهر فبراير سنة ١٩٠٣ هبت عاصفة ترابية أعنف، أسقطت على أراضى غرب ووسط أوربا غباراً قدر وزنه بعشرة ملايين من الأطنان (Herrmann ١٩٠٣). ولا تتميز الصحراء الكبرى وحدها بظاهرة العواصف الترابية، فهناك جهات كثيرة من أنحاء العالم تعرف زوايع الغبار وتعانى منها، كشبه الجزيرة العربية والعراق وإيران، والقسم الداخلى من قارة آسيا حيث تنشأ فيه الزوايع التى تهب على الصين (انظر Guppy ١٨٨١ و Harrington ١٨٨٦ و Richthofen ١٨٨٧)؛ وعدا هذه المناطق هناك أيضاً شمال غرب الهند (Baddeley ١٨٩٩) وأستراليا (Noble ١٩٠٤). ولا يقتصر حدوث تلك العواصف فى المناطق الصحراوية فحسب بل نصادفها أيضاً فى الجهات شبه الصحراوية. فى أراضى الاستبس كما فى جنوب أفريقيا والسودان الغربى (تهب نحو خليج غينيا)، وأراضى الاستبس الروسية، وفى برارى أمريكا الشمالية، وتولد هنا على الخصوص فى أراضى الغرب الجافة.

ويتكرر سقوط الغبار الآتى من الصحراء الكبرى فى أراضى وسط أوربا كثيراً وهو - عدا المثاليين السابقين الواضحى التأثير - يظهر هناك فى شكل ثلج ملون؛ إذ يختلط بالثلوج المتساقطة فيخلع عليها لونه. وفى سنة ١٩٠٦ (٢٢ - ٢٣ مارس) تساقط ثلج مصفر اللون على مرتفعات الألب الشرقية فى جنوب النمسا وشمال إيطاليا (الألب الكارنية Carnic Alps). وفى سنة ١٩١٦ (٩ مارس) تساقطت ثلوج حمراء اللون على منطقة شتاير مارك Steiermark قرب جراتس Gratz بالنمسا. وفى سنة ١٩٣٦ (٢٨ فبراير) تلبدت سماء المنطقة سالفة الذكر بسحاب أصفر اللون ما لبث أن تساقطت منه ثلوج غزيرة صفراء اللون. وبعد مرور بضعة أيام من ذلك التاريخ انهمر مطر أصفر اللون على معظم الأراضى السويسرية. وقد تكرر حدوث هذه الظاهرة ست مرات فى مدى عام واحد (حتى ٢٤ مارس سنة ١٩٣٧) وشملت معظم مرتفعات الألب.

وعدا الغبار الذى يتكون من ذرات دقيقة، تستطيع الرياح أيضاً أن تحرك مفتتات صخرية وحصى يصل فى حجمه إلى حجم بيض الدجاج. فالرياح إذن تمتاز بقدرة على النقل من موضع، والإرساب فى آخر.

٤ - الاكتساح والنحت بواسطة الرياح:

تعتبر عملية التعرية بواسطة الرياح عملية مزدوجة تساهم فيها ظاهرتان يصعب تحديد أيهما أقوى تأثيراً. فعملية الإكتساح Deflation = Ausblasung بواسطة الرياح تؤدي إلى حمل ودفع وإزالة المواد الصخرية الهشة من غبار ورمال وحصى ذى حجم معين. أما عملية النحت Corrasion فتتم بواسطة انقضااض الرياح المحملة بالمفتتات الصخرية التي تتحول إلى عواصف رملية تقوى على مسح الصخور وبريها وصقلها، كما تستطيع نحر الصخر وحفره وتكوين كهوف وثقوب وخطوط غائرة. هاتان الظاهرتان - الإكتساح والنحت - تدأبان فى العمل وتتناوبان التأثير فى الصخر، وبهما يتم تأثير الرياح كعامل تعرية. فحينما ترقى عملية الإكتساح - بما ترفعه وتحمله من حطام صخرى - إلى مرتبة النحت، تبدأ عملية النحت فى تفكيك الصخر وتفتيته وإعداده للإكتساح، ثم يبدأ النحت من جديد. ولهذا فإن طبيعة الصخر عامل من العوامل الهامة التى تتوقف عليها قدرة تأثير كل من الإكتساح والنحت.

وهناك خلاف بين الجيولوجيين والجيومورفولوجيين فى تقييم قدرة كل من الإكتساح والنحت على تشكيل سطح الصحارى. فيرى كل من والتر J. Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) الذى درس التعرية الهوائية فى صحراء حلوان، وشفينفوث Schweinfurth (١٨٩٦) وكايزر E. Kaiser (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) الذى قام بأبحاثه فى صحراء ناميب Namib (انظر الخريطة فى نهاية البحث) أن عملية الإكتساح أهم وأبعد أثراً، وإليها يرجع الفضل فى تكوين الأشكال الكبيرة فى الصحراء، بينما يعمل النحت على تكوين الأشكال الصغيرة فقط. ويعتقد هذا الفريق من الباحثين أن النحت بواسطة الرياح يقتصر تأثيره على الأراضى البالغة الجفاف والمحولة، بينما يشمل تأثير الإكتساح مجالات أوسع رقعة وامتداداً.

وقد عارض بسارجى Passarge (١٩٠٩ و ١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٣٣) هذا الرأى، وقال إن صحراء ناميب نظراً لغناها بالرمال لاتصلح أساساً لمثل هذا التفسير، وبناء على أبحاثه الجيومورفولوجية فى الصحارى المصرية، استطاع أن يميز من خلال دراسته لمختلف العمليات التى تتم بناء على التباين فى طبيعة الأرض، بين الدور الذى تقوم به عملية الإكتساح والدور الذى تقوم به عملية النحت. ففى الصحراء الشرقية التى تخلو من الرمال، وتتميز بأرض يختلط فيها الغبار بالأملاح، يوجد فيها الحطام الصخرى أسفل غشاء أو قشرة ملحية رقيقة لايتعدى سمكها ملليمترأ واحداً، وهى من الرقة بحيث يستطيع الإصبع إختراقها بسهولة، وتوجد تحت تلك القشرة مواد دقيقة الحبيبات ترابية هشة من السهل تحريكها، وتختلط بها بعض الحبيبات الخشنة. وعلى الرغم من وجود تلك المواد

الهشة فإن الرياح لا تقوى على اكتساحها، ويرجع ذلك لانعدام وجود رمال، وبسبب وجود القشرة الملحية الرقيقة التي تحمي تلك المواد الدقيقة من تأثير الرياح. ويتضح تأثير هذين العاملين حتى عندما تهب العواصف الشديدة، إذ أن الجو يبقى نظيفاً خالياً من الغبار. هذه القشرة الملحية تماثل في تأثيرها الحامي ما يسمى بالغطاء الترابي الذي وصفه Mor-tensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠) في صحراء شيلي (انظر أيضاً Blanck ١٩٣١) كما شاهده ووصفه Brandt (١٩٣٢) و Passarge (انظر المراجع السابقة له) في صحارى مصر؛ هذا الغطاء يمثل قشرة متصلة لا يزيد سمكها عن بعض ملليمترات قليلة، ويتكرب من الغبار الهش غير المتماسك الذي يوجد أسفله. ويبدو أن هذا الغطاء قد تكون نتيجة لتعرض الأتربة لرطوبة عرضية أعقبها تبخير سريع فتماسكت وتلاحمت وتصلبت. وشبهه بهذه القشرة الرقيقة الكلسية التي تتكون عادة في أراضي الاستبس. والتي تغطي الأرض الجافة التي تحتوى على نسبة من أملاح الكالسيوم. ومثلها أيضاً ما يحدث في أراضي العروض المعتدلة إذ تجف التربة السطحية في شكل قشرة صلبة. ولا يقتصر وجود تلك الظاهرة في صحارى مصر وصحراء أتاكاما Atacama فحسب، بل توجد أيضاً في الصحراء الجزائرية، وفي الجهات الغربية الجافة من أمريكا الشمالية، حيث استطاع راسيل J. C. Russell (١٨٨٩) أن يتعرف عليها في حوض نهر «سنيك» Snake.

وفي صحراء مصر الغربية حيث يتوفر وجود الرمال مع وجود الأراضي التي يختلط فيها الغبار بالأملاح، تستطيع الرياح أن تقوم بوظيفتي الإكتساح والنحت، إذ تتوافر لديها معاول الهدم وهي الرمال. فالرياح هنا تستطيع بما تحمله من رمال أن تمزق الغطاء الملحي المتصلب، وتنفذ إلى ما تحته من غبار فتدريه، وسرعان ما يغبر الجو حتى ولو كانت الريح ضعيفة، وتهب على الصخور فتصقلها وتبريها وتخلع عليها أشكالاً جديدة.

وفي منطقة بحيرة قارون بإقليم الفيوم نجد أمثلة حية واضحة للتعرية الهوائية سواء حيث توجد الرمال أو حيث ينعدم وجودها. ففي نطاق يتكون من «مارل» (يحتوى على كربونات كلسيوم) ينتمى للعصر الكريتاسي، ويمتد على طول شاطئ البحيرة الشمالي مسافة تصل إلى حوالي عشرين كيلو متراً بعرض يتراوح بين ٥ - ٨ كم، استطاعت الرياح أن تنحت وتكتسح من الأرض ما بلغ سمكه بين ٨ - ١٠ م منذ العصر الطلي، وحولت أرض النطاق إلى أشكال التلال الصخرية الطولية، والأخاديد الهوائية، أما في جزيرة القرن التي تقع في قلب البحيرة والتي تخلو من الرمال، فتتكون أرضها من تربة بنية قديمة، شاهد مثلها بسارجي Passarge (١٩٣٣) في صحراء حلوان. وعاد بنشأتها إلى عصر البليوستوسين. وقد غطت حواف الجزيرة طبقة من الطين البحيري تعلوها قشرة متماسكة تحميها من تأثير الرياح.

وقد لاحظ ماول (Mauil ١٩٣٢ و ١٩٥٨) من مشاهداته وأبحاثه في شمال الصحراء الكبرى الأفريقية إضمحلال تأثير الرياح في المناطق التي تحميها مثل تلك القشور الملحية أو الترابية الرقيقة . وفي منحدرات الشواهد Zeugen والجبال الجزيرية In-selberge التي تتركب من طبقات متعاقبة من صخور رملية وطفل جيرى (مارل) ورمال، والتي تقع إلى الغرب من واحات توغورت (في الجزائر) نجد أن الطبقات الصلبة تبدو معلقة، إذ قد أزالَت الرياح بما تحمله من رمال وغبار يتوافر في الإقليم ما تحته من طبقات هشة؛ مثل تلك الأشكال لا نجدها في منطقة قريبة (في هضبة المزاب Mزاب) التي تتألف من صخور جيرية كريتاسية يعوزها وجود الرمال.

وتعمل القشور السطحية بأنواعها المختلفة ومنها القشور الجيرية على حماية الأرض وإضعاف تأثير الرياح فيها . ولكنها لا تستطيع أن تمنع هذا التأثير تماماً . وهذا يتوقف أولاً وأخيراً على حمولة الرياح من الرمال . ففي المناطق العامرة بالرمال تصبح عملية النحت قوة فعالة في تشكيل سطح الأرض رغم وجود القشور المتماسكة . أما عملية الإكتساح Deflation وحدها فلا تستطيع تكوين أشكال مورفولوجية إلا حيث تتوافر المواد الهشة العارية من كل حماية . ولا يشك في الأهمية الجيومورفولوجية لعملية الإكتساح، فهي المسؤولة عن رفع كميات هائلة من الغبار في شكل عواصف ترابية، وإن كانت عملية النحت Corrasion تساعد وتشد من أزر أثرها في البداية .

٥- الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن فعل الرياح كعامل تعرية (إكتساح ونحت):

مما لا شك فيه أن الأشكال الجيومورفولوجية التي نشاهدها في المناطق التي يسودها تأثير الرياح قد أصابها الكثير من فعل التعرية الهوائية أكثر مما في الجهات الأخرى التي لا نعدم أن نجد لها مثيلاً فيها . وهذه الأشكال لم تتحول وتتخذ صوراً جديدة، ولهذا لا يمكن اعتبارها أشكالاً مثالية للتعرية الهوائية، بل تذكر في معرض دراسة سمات البيئة المورفولوجية للصحارى، ولهذا تبدو الأشكال المثالية الناجمة عن تعرية الرياح قليلة نوعاً . ونظراً لندخال وتعاون عمليتي الإكتساح والنحت، فإنه يصعب بل يستحيل أحياناً التفريق بين الأشكال التي تدين بنشأتها لفعل هذه أو تلك .

ومن بين الأشكال الهامة التي يتضح فيها تأثير التعرية الهوائية ما يطلق عليه باللغات الألمانية Windkanter أو Fazettengeschiebe وبالفرنسية Cailloux fa-connès، وبالإنجليزية Ventifacts^(١) (made by wind، أو Wind Cut Pepples)

(١) أطلق الاسم على هذه الأشكال ليدل على أن الرياح هي التي صنعتها أو شكلتها، وقد أوجت إلى هذه التسمية الأشكال الحجرية التي كان يصنعها الإنسان في العصور الحجرية القديمة Artifacts، (انظر ص ٤١٠ من كتاب Mauil ١٩٥٨).

وهى على الرغم من أنها أشكال متناهية الصغر، إلا أن وجودها فى مكان ما يدل على أن صقل الرمال كان أو ما يزال دائماً فى العمل.

وهى عبارة عن حصى أو قطع من الصخر تمزقت منه بتأثير القفز، وتعرضت لانقضاء هبات الرمال فترة طويلة، فنشأ عن ذلك برى وصقل أحد جوانبها. وتعرف حينئذ بذات الوجه أو الجانب الواحد Einkanter الذى تتعامد حافته مع اتجاه الرياح وحين يتغير وضع قطعة الصخر أو الحصوة لسبب أو لآخر، كأن تدور أو تنقلب بفعل قوة هبوب الرياح يتعرض جانب ثان ثم ثالث لهبوب الرياح المحملة بالرمال، فتتكون عدة أوجه تصقلها وتبريها الرياح، فينشأ عن ذلك أن يتحول الحصى إلى أشكال مثلثة أو رباعية أو خماسية أو متوازية الأوجه والحواف. وقد ينشأ مثيل لتلك الأشكال حينما يتغير اتجاه الرياح بانتظام، ويبقى الحصى ثابتاً.

وفى أثناء عملية بناء تلك الأشكال تجاهد الرياح المحملة بالرمال فى بري قطع الصخر ونحتها لتصبح فى مستوى البقعة المحيطة بها، ولكن يعوقها فى سبيل ذلك مقاومة الصخر نفسه. وينشأ عن تضارب تلك القوى وجه مصقول يشتد إنحداره كلما ازدادت صلابة الصخر، كما فى الجرانيت والكوارتز والكوارتزيت (متحول عن كوارتز الصخر الرملى فى مستويات التحول الثلاثة العليا والوسطى والسفلى) والجرافاكين Grauwacken^(١). أما فى حالتى الصخر الجيرى وصخر الدولوميت (يتركب من كربونات كلسيوم وكربونات مغنسيوم) فتتكون أشكال هرمية ومخروطية ذات أوجه مسطحة. أما الحواف أو الأضلع الحادة للأوجه فلا تظهر إلا عند تمام تكوين تلك الأوجه (Cloos ١٩١١ و Walther ١٨٨٧، ١٩١١ و Tolman ١٩٠٩ و Bryan ١٩٣٥، ١٩٢٢ و Davis ١٩٣٠ و Field ١٩٣٥ و Lawson ١٩١٥).

وتوزع هذه الأشكال ليس منتظماً فى كل الصحارى. فبينما يكثر وجودها فى الصحراء الليبية، وفى صحراء ناميب حيث قام بدراساتها كلوس Cloos، على الخصوص، نجدها قليلة أو نادرة الوجود فى صحراء أنكاما وفى صحراء الجزائر، حيث يكثر وجود أشكال أخرى عبارة عن أحجار جيرية تتميز بخطوط غائرة وحزوز غير منتظمة وبحواف مستديرة، كما تبرز فيها عقد جيرية تفصل بينها فجوات كانت تحتلها مواد لاحمة نحتتها الرياح، أو عروق كلسية تفصلها خطوط غائرة، ويكثر أيضاً وجود الصخور التى صقلتها الرياح من جميع جوانبها؛ فلا تكاد تظهر فيها الحواف المستديرة،

(١) صخر رملى قديم يرجع ارسابه إلى الزمن الأول وما قبله، وهو رمادى اللون أو رمادى مخضر، ويتركب من الكوارتز والفلسبار كما يحلوى على حطام صخور ومعادن أخرى كالكوارتزيت والفليت Phyllite (متحول عن الصخور الرملية والطينية فى مستوى التحول العلوى).

وتنشأ البثور أو الجدرات في أوجه الصخور في الغالب نتيجة لتأثير عمليات التحلل الكيماوى والتعرية الهوائية معاً.

وعدا هذا تتميز الأجزاء الشمالية من الصحراء الكبرى الأفريقية بتجمعات قد تبدو أحياناً في شكل مستويات من قطع صخرية صغيرة مصقولة برتها الرياح برياً دقيقاً؛ وهى فى الواقع تمثل مخلفات عملية «الإختيار» التى تقوم بها الرياح التى تحمل ما تطيقه، وتترك ما عدا ذلك من حطام صخرى يلتصق بأرض الصحراء فى شكل «زرد الدرع» Steinchen - panzer كما يسميه Mortensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠) أما Penk (١٩٠٩) فيسمى هذه الظاهرة «عملية تلبس» Panzerung، وهى عملية تمتاز بها الصحارى.

أما الحصى ذو الأوجه المصقولة Windkanter، فتتميز بوجوده الجهات التى تتوفر فيها عملية الصقل والبري بواسطة الرياح المحملة بالرمال. ولهذا يكثر وجوده أيضاً فى غير الأراضى الصحراوية القاحلة، إذ يوجد بكثرة فى الرواسب البليوستوسينية فى شمال ألمانيا، ولايعنى هذا أن تشكيله قد تم فى عصر البليوستوسين فحسب، وإنما قد تبين أن عملية الصقل والبري لكثير من جوانبه مازال دائبة. ومثل هذا الحصى ما يوجد أيضاً فى مناطق تراكم الرمال الهوائية فى الجهات الداخلية، كما فى أخدود وادى نهر الرين إلى الجنوب من مدينة فرانكفورت.

وتستطيع الرياح المحملة بالرمال أن تنحت الصخور والحوائط الصخرية إلى إرتفاع محدود من سطح الأرض. ويشد تأثير النحت فى تلك الصخور والحوائط على إرتفاع قليل من سطح الأرض (أى من قاعدتها)، نظراً لأن الرياح تستهلك قسماً من قوتها فى الإحتكاك بالأرض، فتنشأ عن ذلك أشكال تشبه الأرائك أو «العروش» أو المظلات، يطلق عليها جبال الشواهد الصحراوية Wuestenzeugenberge والجبال الجزيرية Inselberge حيث استطاعت الرياح أن تنحت الصخور من جذورها، أو تنحت الطبقات اللينة على مستويات مختلفة، كما تنشأ أيضاً بنفس الطريقة الأشكال الصخرية التى تشبه فى مظهرها عش الغراب. ويعتقد «لويس» (Louis، ١٩٦١) أن العامل الرئيسى فى تكوين تلك الأشكال ليس النحت فى كثير من الأحوال - وإن لم ينكر أثره - وإنما عملية إكتساح المواد الخشنة التى تكثر عند أسافل الصخور عقب سقوط المطر وازدياد الرطوبة، نتيجة لعمليات التحلل والإذابة.

وبفعل النحت تنشأ الحفر والثقوب فى الصحارى. ومثل تلك الحفر توجد أيضاً فى المناطق الرطبة، ولكنها هناك قليلة ليست بالكثرة التى تجدها فى الجهات الصحراوية، ولهذا يمكن اعتبارها ظاهرة تختص بها الصحارى. وللحفر الصحراوية التى لم يشترك فى تكوينها عامل آخر غير النحت بواسطة الرياح مظهر خاص، إذ تبدو جوانبها مصقولة

تماماً، كما يخلو قاعها من الرواسب أو يكاد. وتبدو بعض أشكال التعرية الهوائية، كالأرائك والمظلات والموائد وما شاكل ذلك نادرة الوجود في بعض الصحارى، كما في إيران وصحراء الجزائر وشمال صحراء شيلي، ولهذا ينبغي التحفظ عند التعميم في وصف أشكال التعرية الهوائية في الصحارى.

وتستطيع الرياح أن تنحت في الصخور اللينة كصخور المارل والصخور الطينية والرملية والتوفا الجيرية مكونة خطوطاً غائرة وقنوات تعرف بالقنوات أو الأخاديد الهوائية. وبين تلك الأخاديد نعد أحياناً حافات حادة مصقولة. وكثيراً ما تنتشر تلك الأخاديد الهوائية في أرض منبسطة متناصفة كما هي الحال في صحراء جوبي Gobi التي تتكون أرضها من طبقات صخرية هشة. ويعتقد Kaiser (١٩٢٦) أن الأخاديد والقنوات الغائرة التي يصل عمقها إلى ١٥ متراً، والتي شاهدها في صحراء ناميب، قد نشأت بفعل النحت الهوائي.

وعند أطراف الأراضي الفيضية الواسعة في الأحواض الصحراوية المغلقة تنتشر مساحات واسعة من الطفل والطين الملحي يطلق عليها البلايات Playas في أمريكا اللاتينية، والسبخات في الصحراء الكبرى والكيواير Kewire في إيران. وحين تجف تلك الرواسب وتتصلب في الجهات التي تسودها رياح منتظمة الاتجاه، يتحول سطحها بفعل الرياح إلى قنوات غائرة طويلة متوازية تقريباً، ذات جوانب شديدة الانحدار يبلغ عمقها أكثر من المتر، وعرضها حوالي متر أو أكثر. وفيما بين القنوات تبرز الأرض في شكل عروق أو ضلوع. وتبدو الأرض في مظهر مضرس فيصعب اجتيازها. ويطلق على هذه التضاريس في إقليم بحيرة لوب نور Lob - nor (شرقي حوض تاريم) بتضاريس الياردانج Yardang. ويظهر أن ضلوع الياردانج يرتبط وجودها وثباتها بوجود شجيرات نامية أو يابسة تعمل جذورها على تماسك راسب الطفل والطين، وبالتالي على تقوية مقاومة تلك الرواسب للنحت الهوائي (لويس Louis ١٩٦١).

وتستطيع الرياح أيضاً أن تكون منخفضات هوائية Blowouts = Winderosionswannen تتعاون في حفرها عملياً الإكتساح والنحت. ويعزو والتر Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) تكوين منخفضات الواحات الليبية إلى عملية الإكتساح وحدها؛ ومثله كاييزر Kaiser، (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) في تفسير تكوين منخفضات صحراء ناميب؛ كما يرجع Maul تكوين منخفضات البانج كيانج Pàng Kiang في منغوليا والتي يصل عمقها إلى ١٤٠ متراً إلى عملية الإكتساح وحدها أيضاً (Mauil ١٩٥٨). أما بسارجي Passarge (١٩٠٩ و ١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٢٣) فيرجع تكوين تلك المنخفضات وأمثالها إلى عملية النحت Corrasion وحدها.

ومن الممكن أن تنشأ «منخفضات الإكتساح» في منطقة تتكون من مواد هشة عارية تماماً من كل حماية. ومثلها التجاويف التي تنشأ في مناطق الكثبان الرملية (انظر Maull ١٩٥٨ ص ٤٢٠ وما بعدها والصورة رقم ٦٧). أما حيث يغطي الرواسب الهشة غشاء صلب، فإن عملية تكوين المنخفضات تحتاج في مرحلتها الأولى إلى عملية حمل Aufhebung (أى إكتساح Deflation) - تتم مثلاً في منطقة رملية مجاورة - تمكن لعملية النحت من الإنقضااض على «الغشاء الواقى» وتمزيقه، فينتج بذلك المجال لعملية الإكتساح من القيام بالعمل الرئيسى فى تجويف المنخفض وتعميقه، وتتعاقب العمليات حينئذ على النحو الآتى:

عملية إكتساح، يليها النحت، ثم عملية إكتساح التعميق. أما التجاويف التي تنشأ بفعل الرياح فى الصخور الصلبة، فلا يقوى على حفرها سوى عملية النحت، وإن كان يسبقها عملية إكتساح تمهيدية قد لا تستمد حملتها بالضرورة من نفس المكان. هذه التجاويف تسمى حينئذ بتجاويف النحت.

وقد استطاع Kaiser (١٩٢٦) أن يميز فى منطقة أبحاثه فى صحراء ناميب منخفضات ضخمة عزى نشأتها إلى فعل عملية الإكتساح الهوائى وحدها. ويرى Maull (١٩٥٨) فى أصل نشأتها رأياً آخر، إذ يعتقد أنها لا يمكن أن تنشأ إلا بواسطة عملية النحت. أما لويس Louis (١٩٦١) فيرجع تكوينها إلى عمليتي الإكتساح والنحت معاً.

وقد قام Kaiser بدراسة صحراء ناميب ومنخفضاتها دراسة جيولوجية وطبوغرافية دقيقة، وسجل نتائج أبحاثه على خرائط خاصة ملونة مقياس ١ : ٢٥,٠٠٠ وقد استطاع أن يميز طبقات من الصخور الرملية وصخور الأركوز Arkose^(١) التي ترجع إلى العصر الكامبرى، وصخور الدولوميت، وهى جميعاً ترتكز على أساس من الصخور البلورية التي تتركب منها كتلة جنوب غرب أفريقيا. وقد وجد أن تلك الطبقات قد أصابها التواء بسيط يخفق خط ظهور طبقاته مع الإتجاه العام للرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال. ولما كانت صخور تلك الطبقات تتميز بسهولة تحللها وتفككها، لهذا استطاعت الرياح أن تكتسح وتنتح تلك التكوينات مكونة لمنخفضات طويلة مغلقة، يتراوح طولها بين ١٠,٥ كيلو متراً وعرضها بين ٢٥٠ و ١٠٠٠ متر، كما يصل عمقها إلى نحو ٥٠ متراً.

وتمتد تلك المنخفضات، وكذلك الأشرطة البارزة التي تفصل بينها فى إتجاه الرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال تقريباً، ولهذا يبدو مظهر السطح العام منتظماً متناسقاً، ولكنها أحياناً تتفرع وتتشعب وتتصل ببعضها مكونة شبكة من المنخفضات.

(١) Arkose كلمة فرنسية تطلق على الحجر الرملى الذى يحتوى على نسبة كبيرة من معدن الفلسبار.

وفى بعض الأماكن، على مستويات مختلفة من منحدرات تلك المنخفضات، وعند حواف قواعدها خاصة حيث تلتقى تلك الحواف بمصببات المسيلات الجافة والقنوات المعلقة، توجد بقايا مجمعات مروحية Faglomerate^(١). ووجود هذه المجمعات بنظامها المعين يدل على أن تلك المنخفضات لم تنشأ عن حدوث حركة التوائية، وإنما بواسطة نوع معين من التعرية يستطيع رفع تلك الرواسب صعداً وإخلاء المنخفضات منها، ونعنى بهذا النوع التعرية الهوائية.

وتبدو أهمية الأبحاث الخاصة بتلك المنخفضات بأنها تثبت بالدليل الواضح عظم الدور الذى تقوم به التعرية الهوائية فى الجهات الجافة.

وتتميز التعرية الهوائية فى عملها بعملية «إختيار» خاصة، فعملية الإكتساح تنقل المواد الدقيقة بطريقة أو بأخرى، وتترك المواد الخشنة فى شكل غطاء يتكون من صخور وحصى يتناثر هنا وهناك، هذا الغطاء يطلق عليه والتر Walther غطاء الإختيار Aus-lesedecke ويسميه بسارجى Passarge الرصيف الحصوى Steinpflaster أما Kaiser فيطلق على هذا الغطاء «مخلفات عملية الإكتساح Deflationsrueckstand» فالأرض حينئذ قد عانت عملية «تلبيس Panzerung» بفعل التعرية الهوائية كما يقول بنك Penck (١٩٠٩).

مثل هذا الغطاء الحصوى الناتج عن عملية إختيار التعرية الهوائية وصفه Nordenskjoeld (١٩١٤) فى جنوب غربى جزيرة جرينلندا، وأطلق عليه اسم «الدرع الصخرى» Steinpanzer ويغضى هناك الكتلة الصخرية القديمة التى تتكون منها الجزيرة. وهذا الغطاء كما قلنا يتركب من صخور وحصى مختلف الأحجام أثرت فيه التعرية الهوائية فصقلته وبرته، ويظهر الحصى والصخور مبعثرة هنا وهناك، ولكنها تتجاور وتتلاصق أحياناً مكونة غطاء يختلف فى سمكه الذى قد يبلغ ١٠ سنتيمترات، وهو حينئذ يقى الأرض من فعل التعرية الهوائية. وعملية التلبيس هذه لا يقتصر ظهورها على الصحارى والسواحل (جرينلندا) فقط، وإنما نجدها أيضاً فى أعالي المرتفعات التى تخلو من النبات فتعرض لفعل التعرية الهوائية.

(١) Faglomerate: (نوع من البريشا breccie الطينية) عبارة عن رواسب تتميز بها الجهات الجافة، وتنشأ من اكتساح التكوينات بواسطة مياه الأمطار الفجائية، وارسابها فى شكل مروحة (ومن هنا جاءت التسمية عن الانجليزية Fan) فى سهل فسيح أو فى أحواض مغلقة، وفى هذه الرواسب يختلط الحصى المدبب الكثير الزوايا بالمواد الدقيقة فى غير تناسق أو انتظام أو تجانس.

المراجع

- Baddeley, P.F., 1889. Dust whirls and fairy dancys, Month, Weath. Rev. 27.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London.
- Ball, J., 1927. Problems of the Libyan Desert. geogr. Journ.
- Blake, R., 1855. On the grooving and polishing of hard rocks and minerals by dry sand. Ann. Assoc. Proceed.
- Blanck, E., 1991. Wuestenkrusten oder Wuestensandhaut? Pet. Mitt.
- Blackwelder, E., 1931. Desert plains. Jour. of geol. 39.
- Brandt, B., 1932, Die Staubhaut in der Aegyptischen Wueste. Mitt. Dresden.
- Bravard, A., 1857. Observaciones geologicas sobre diferentes terrenos des transporte en la hoya de la Plata. Buenos Aires.
- Bryan, K., 1922. Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona. U.S. Geol. Surv. Bull. 730.
- _____, 1933/35. Progress in the geomorphology of arid regions. Zeitch. Geomorph. 8.
- Capot-Rey, R., 1943. La morphologie de l'Evg occidental. Travaux de l'inst. de Recher. Sahariennes (Univ. d'Alger).
- _____, 1945. Dry and humid morphology in the western Erg. Geog. Rev.
- _____, 1953. Le Sahara Français. Paris, Presse Univ. France.
- Cloos, H., 1911. Geologische Beobachtungen in Suedafrica. 1. Wind und Wueste in deutschen Namaland. Neues Jahrbuch 1. Min. Geol. Palaeon., Beil. Bd. 32.
- Davis, W. M., 1930. Rock Floors in arid and humid climates. Jour. of Geol. 38.
- Desor, E., 1864. Le Sahara, ses différents types de déserts et d'Oasis. Bull. Soc. Sciences Nat. Neufchâtel.

- D'Aoust, V., 1858. Observation sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe en Mexique. Bull. Soc. Géol. 15.
- De Beaumont, E., 1945. Leçons de geologie pratique, Paris.
- Fraas, O., 1967. Aus dem orient; geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinaihalbinsel und in Syrien. Stuttgart.
- Free, E.E., 1991. The movement of the soil material by the wind, Washington.
- Field, R., 1935. Stream caved slopes and plains in desert mountains. Amer. J. of Sc. 29.
- Gautier, E, F., 1988. Le Sahara, Paris.
- Geiger, R., 1992. Das Klima der bodennahen Luftschicht, 2. Aufl. Braunschweig.
- Guppy, H.D., Dust-winds of Hankow. Nature 24.
- Hellmann, G. & Meinardus, W., 1991. Der grosse staubfall vom 9. bis 12. Maerz 1901, in Nordafrika, Sued-und Mitteleuropa. Abb. Preuss. Meteorol. Inst. II Nr. 1, Berlin.
- Harrington, M.W., 1886. Peking dust-storms. Am. Met. T. 3.
- Herrmann, E., 1903. Die Staubfaelle vom 19. bis 23 Februar 1903 ueber dem atlantischen Ozean, Grossbritannien und Mitteleuropa. Ann. Hydr.
- Johnson, D., 1932. Rock fans of arid regions. Amer. Jour. of Sc. 5. Ser, 23.
- Johnson, D., 1933. Rock plains of arid regions. Geog. Rev.
- Kaiser, E., 1983. Was ist eine Wueste? Mitt. Geogr. Muenchen.
- _____, 1986. Hoehenschichtenkarte der Deflationslandschaft in der Namib Suedwestafrikas. Abh. Bayer. Akad, Wiss. Math. Phys. Kl. 30, Mitt. Geogr. Ges. Muenchen.
- _____, 1987. Ueber Wuestenformen, insbesondere in der Namib Suedwestafrikas - Duesseldorfer Geogr. Vortr. Breslau.

- Keyes, Ch. R., 1909. Baselevel of eolian erosion. Journ. of Geol. 17.
- _____, 1910. Deflation and relative efficiencies of erosional processes under conditions of aridity. Bull. Geol. Soc. Am.
- Lawson, A. C., 1915. The epigene Profile of the desert. Univ. of Calif. Publ. Dep. of geol. 9.
- Louis, H., 1991. Allgemeine geomorphologie 2. Aufl. Berlin.
- Machatschek, F. 1987. Die Oberflaechenformen der Binnen-und Hochwuesten. Dusseldorfer Geogr. Vortr u. Abh., Breslau.
- Maull, O., 1982. Geomorphologische studien aus dem oestlichen Atlaslaendern und der algerischen Sahara. Pet. Mitt.
- _____, 1988. Handbuch der geomorphologie 2, Aufl. Wien.
- Mortensen, H., 1927. Der Formenschatz der nordchilenischen Wueste. Abh. Akad. Wiss. Math. Kl. N.F. 12., Goettingen.
- _____, 1929. Ueber vorzeitsformen in der chilenischen Wueste. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg.
- _____, 1950. Das Gesetz der Wuestenbildung. Universitas 5, H.7. Stuttgart.

البحث الثاني

إقليم واحدة مرادة

تمهيد:

يضم هذا البحث نتائج دراسة حقالية جيومورفولوجية لمنخفض واحة مرادة بليبيا، قمت بها في شهر ديسمبر من عام ١٩٧١، وكنت حينئذ مشرفاً على الجانب الطبيعى من الدراسة الجغرافية الشاملة للمنخفض التى قام بها طلبة الليسانس بقسم الجغرافيا - كلية الآداب ببنغازى. وقد أُنِحت لنا الدراسة بكل إمكانياتها المادية ووجدنا كل العون من أهالى الواحة، خصوصاً من الأخ صميذة عبد الكريم الذى كانت لمرافقته لنا أثرها الطيب فى تمكننا من سهولة التجول فى أنحاء المنخفض.

وإقليم منخفض مرادة يعتبر «مادة خام» للدراسة الجيومورفولوجية مثله فى ذلك مثل كل الأراضى الليبية على وجه التقريب. وما سبق أن كتب عن المنخفض ينحصر فى استكشاف ثروته من الأملاح خصوصاً أملاح البوتاسيوم. وقد اكتشفها أرديتو ديزيو Ardito Disio لأول مرة فى عام ١٩٣١. وفى السنين التالية أجرى الإيطاليون أبحاثاً مستفيضة عن الأملاح الموجودة بالسبخة، وسجلوا نتائجها فى تقرير نقله ديزيو إلى كتابه «استكشافات معدنية فى ليبيا، وأفرد له فصلاً خاصاً بعنوان «سبخة مرادة» وقد استغل الإيطاليون أملاح البوتاس فى عامى ١٩٣٩، ١٩٤٠، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية. وقد درست إمكانيات إنتاج الأملاح من السبخة مرة أخرى فى عام ١٩٦٣، وتبين أن استغلالها مريح.

الموقع:

يقع منخفض مرادة بين خطى طول ١٨° ٥٧' - ١٩° ٣٩' شرقاً، وبين دائرتى العرض ٢٩° ٢٠' - ٢٩° ٠٦' شمالاً تقريباً، وإلى الجنوب من بلدة العقيلة الواقعة على خليج سرت بنحو ١٢٥ كم. والطريق المباشر القديم الذى يصل بلدة العقيلة بمنخفض مرادة قد أصبح الآن فى حالة سيئة، وهو الطريق الذى عبده الإيطاليون قديماً لنقل أملاح البوتاس بمتغيرات النقل لتصديرها من مرفأ رأس العلى الواقعة غربى العقيلة بنحو ٤٣ كم. وقد رصفت شركة إسو للبترول طريقاً آخر يبدأ من البريقة على الساحل إلى حقل «زلوتن»، ومن هذا الطريق يتفرع طريق آخر إلى حقل بترول «الراقوية» والأخير يمر بالقرب من مرادة، وهو الطريق الأسهل للوصول إلى الواحة.

الشكل والأبعاد:

شكل المنخفض شبيه بالشكل الهندسى المعروف بشبه المنحرف. ويمتد ضلعه الجنوبي الأطول فى اتجاه شرقى غربى على طول مسافة مقدارها نحو ٦٠ كم. ويجرى ضلعه الشمالى الأقصر فى نفس الاتجاه تقريباً على امتداد مسافة تبلغ زهاء ٣٥ كم، بينما يبلغ أقصى اتساع له ٢٥ كم. وتبلغ جملة مساحة المنخفض حتى المنحدرات الظاهرة التى تحف به نحو ١٢٠٠ كم مربع، ومساحة السبخة حوالى ٥٠٠ كم مربع، بينما تبلغ مساحة المسطح الملحى ١٥٠ كم مربع. ويبلغ متوسط ارتفاع قاع المنخفض ١٥ متراً، وأدنى نقطة قيست فى السبخة تقع فى جزئها الشرقى ويصل ارتفاعها إلى ١٣ متراً، وأعلى نقطة فوق أرض السبخة تصل إلى حوالى ٥٥ متراً (شكل ١).

الحدود الطبيعية:

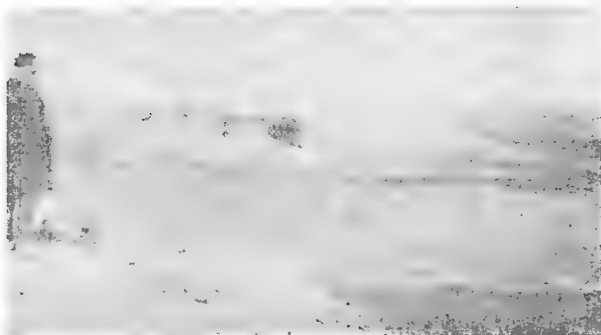
يتحدد المنخفض من جوانبه الثلاثة الشمالية والشرقية والغربية بواسطة حافات صخرية تعرف محلياً باسم «الجبيل»، وهى عالية تشمخ فى بعض المواضع إلى ارتفاعات تصل إلى ١٢٠ متراً. وتبدو الحافة الشمالية من بعيد فى جملتها متصلة مستمرة إلى حد كبير، لكننا كلما اقتربنا منها تظهر مقطعة الأوصال، إذ تتداخل فيها أرض السبخة، وتبرز منها أسنة صخرية ظاهرة هنا وهناك مفتحة مسطح السبخة خارج هذا الامتداد العام. ويفصل هذه الأسنة الصخرية عن بعضها أودية تشبه الخنادق متفاوتة العمق والاتساع. وهذه وتلك هى الظواهر الطبيعية المسؤولة عن تقطع المظهر العام للحافة الشمالية الذى يبدو متجانساً من بعيد.

والجانب الغربى من المنخفض هو أكثر الجوانب الثلاثة تقطعاً وتسناً. ويتميز الجانب الشرقى عن الغربى بأنه أكثر منه استقامة، ويتصف بارتفاع متجانس ثابت إلى حد كبير، ومنسوبه العام يطاول منسوب أكثر أجزاء الحافات الأخرى ارتفاعاً. أما الجانب الجنوبي من منخفض مرادة فهو أقل الجوانب كلها تحديداً، ويميزه سلاسل من الكتبان والموجات الرملية والتلال المتخلفة (شكل ١).

الوضع الجيولوجي:

لقد تم حفر منخفض مرادة فى هضبة تسودها الصخور الجيرية التى تنتمى فى معظمها لعصر المايوسين. وتمتد الطبقات الصخرية فى وضع يكاد يكون أفقياً، فهى تميل ميلاً هيناً طفيفاً صوب شمال الشمال الشرقى. ويمكن تلخيص التتابع الطبقي الكامل للحافات الرئيسية على النحو الآتى:

- طبقة كلاسية بنية اللون متصلبة رقيقة نوعاً تتركز على طبقة من الصخر الجيري اللين الغنى بحفرياته. ويبلغ سمك هذه الطبقة زهاء ٤٠ متراً.
- تتابع طبقي من الشيل الأخضر والجبس والجير المندمج الغنى بالحفريات (السمك ٢٥ متراً).
- صخور رملية ورمال كوارتزية، لونها أحمر وأصفر داكن، تستبين فيها الطبقيّة المتقاطعة (السمك الظاهر نحو ٢ متر).
- وينتمى التتابع الطبقي السالف الذكر للمايوسين الأسفل والأوسط. ويتمثل الأوليجوسين في الجزء الغربي من قاع المنخفض ظاهراً في تكوينات من الشيل الرملي والجبس، وتكوينات جيرية صلصالية تحتوى على حفريات.



شكل (٢) قارة من قور الخفيف الثلاث.

لاحظ تجانس الارتضاع واستواء السطح وشكل المنحدر. وحول القارة ترشح المياه من أرض السبخة وتزهو الأملاح.

- ويختلف عن ذلك التتابع الطبقي في القور التي تتركز قاع المنخفض ذاته. وفيما يلي وصف لهذا التتابع في قور الخفيف الثلاث (شكل ٢):
- طبقة من الجبس يميل إلى اللون البني (٥ متر).
- طبقة من الجبس الصخاني الطباقى بيضاء اللون (٤ متر).
- طبقة من الجبس النقي الحبيبي المتبلور الناصع البياض (٤ متر).

طبقة من الشيل الأصفر الضارب إلى اللون البنى (٦ متر).

طبقة من الصخر الرملى الشيلى (٤ متر).

طبقة من الصخر الرملى يظهر منها فوق سطح السبخة نحو ٢ متر.

حالة المناخ:

ليست هناك أرصاد بالواحة يمكن بواسطتها التعرف على ظروف المناخ. وما نذكره عنه فى السطور التالية، يبنى على ظروف الموقع الجغرافى فى نطاق صحراوى شبه مدارى، وعلى معلومات مستقاة من العاملين بشركات البترول، بالإضافة إلى أهالى الواحة. وهو على أى حال صحراوى متطرف والمدى الحرارى كبير. وبحسب ما يذكر أهالى الواحة يشاهد الصقيع فى صبيحات أيام الشتاء، كما تغطى أسطح المياه الراكدة فى القنوات طبقة رقيقة متقطعة من المياه المتجمدة فى ليالى الشتاء الباردة وفى الصباح المبكر. وهذا إن دل على شىء فإنما يدل على تكرار انخفاض الحرارة إلى درجة التجمد فى ليالى الشتاء بينما تشدد الحرارة فى النهار، ويعظم القيط فى أيام الصيف.

والرياح شمالية فى الصيف، وشمالية غربية وغربية فى الشتاء. وفى الربيع وأوائل الصيف وأيضاً فى الخريف تنثور عواصف القبلى التى تثير الرمال وتحمل الأتربة ويغبر الجو بسببها وتنعدم الرؤية أو تقصر لبضعة أمتار. والمطر نادر وقد يسقط فى هيئة رذاذ كل بضعة سنوات مرة، والرطوبة النسبية لاشك قليلة لكنها تزداد فى الجو السفلى الذى يغلف أرض السبخة. ويشاهد الندى فى الصباح حتى لتتجمع قطراته مع مياه الرش مكونة لمسيلات ضيقة على المنحدرات السفلى للتلال المتخلفة فوق أرض السبخة وحواليها. والسماء صافية والشمس مشرقة على مدار السنة.

العوامل الحالية المشكلة للمظهر الجيومورفولوجي:

وهذه تنحصر الآن فى فعل التجوية الميكانيكية التى تتمثل فى التفاوت الكبير بين درجات الحرارة اليومية والفصلية، ثم فى تأثير الرياح كعامل نحت واكتساح وإرساب، وأخيراً فى فعل التجوية الكيميائية نظراً لأن جو المنخفض كما رأينا لا يخلو من الرطوبة.

الدراسة الجيومورفولوجية

جوانب المنخفض؛

حينما نقف فوق قارة مرادة التي تبرز فوق أرض الواحة إلى علو يناهز ٥٥ متراً فوق منسوب البحر ونحيط ببصرنا في مختلف الجهات، نشاهد حدوداً واضحة من على البعد للمنخفض في جهات ثلاث: الشمالية والشرقية والغربية. وتبدو هذه الحدود من بعيد بشكل حافات قائمة لهضبة فسيحة تمتد وراءها، أو تظهر في هيئة واجهات لثلاث كويستات هائلة تنحدر ظهورها جهة الشمال والشرق والغرب على التوالي. ولكننا حينما نقرب منها شيئاً قليلاً نلاحظ تغيراً واضحاً.

الجانب الشمالي؛

تبدأ تفاصيل الحافة الشمالية في الوضوح التدريجي حينما نقف على قارة من قور الخفيف. فالشكل المستقيم للحافة الذي يرى من بعيد يضطرب إذ تغزوه السبخة (قاع المنخفض) في أماكن عديدة في هيئة أقواس فسيحة، والحافة بدورها تبرز في السبخة عند طرفي كل قوس. ومع هذا فالمظهر المتصل للحافة ما يزال يترأى للعين من بعيد.

وحيث نعبّر أرض السبخة، ونصل إلى قرب نهايتها من جهة الشمال نشاهد واجهة الحافة على حقيقتها: فتراها ممزقة الأوصال مقطعة تقطيعاً شديداً... ألسنة صخرية محدودة الامتداد في اتجاه عام شرقى غربى تتعاقب مع مصبات أودية عميقة شديدة انحدار الجوانب. وحين نصعد فوق قارة عالية مثل قارة البيضاء، وننظر صوب الشمال نرى تيهاً من الأرض الممزقة الوعرة من نوع البادالاند Bad-Land.

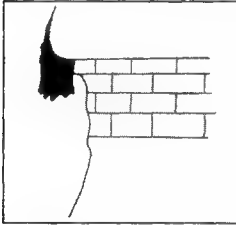
وتعتبر القور (ميزات Mesas) هي المظهر الجيومورفولوجي الشائع في كل النطاق الشمالى الذى أسمىناه بالأرض الوعرة، ابتداء من نهاية السبخة في اتجاه شمالى إلى قارتي الإثيلا والغزالة، ومنهما شمالاً (خارج نطاق الخريطة) وعلى بعد ١٢ كم إلى الحافة الرئيسية للهضبة حيث تبرز الطبقة الجيرية العليا في هيئة مظلة تدعى «بالحفاء» يستظل بها البدوى في وقت الهجرة.

وهناك المئات من تلك القور التي قد تحتشد ويساند بعضها بعضاً، وقد تتفرق فتبدو منعزلة بارزة في بيئة حوضية تحيط بها. ومنها الضخم الكبير الأبعاد ومنها الصغير الذى يطل برأسه على استحياء. وتتنوع أشكالها فمنها المستطيل الشكل ومثلها قارة حصين الرجيلي (قريبة الشبه من «أبو الهول»)، ومنها المستدير القمة أو الأسطوانى الشكل كالمزلة والبيضا والغزالة. وتتوج قمم القارات الضخمة العالية طبقة سميكة من الصخور الجيرية، وإليها يعزى استمرار بقاء شموخ مثل هذه القور في ظلال المناخ الجاف الحالى.

والحافة الشمالية المطلة على السبخة قد تقطعت هي الأخرى إلى سلسلة من القور المستطيلة الشكل، تتتابع متجاورة أحياناً، ومتباعدة أخرى. وقد أمكن في بعض المواضع تتبع عدد من الأودية الجافة التي نعتبرها المسؤولة بالدرجة الأولى عن تشكيل هذا المظهر الطبوغرافي العام. وهي تجرى في اتجاه شمالي جنوبي (أودية عكسية، عكس اتجاه الميل الطبقي) وتنتهي في السبخة، وترفدها أودية أخرى تالية تتخذ مجاريها اتجاه المضرب (شكل ١).

وسطح أجزاء هذه الحافة المشرفة مباشرة على السبخة منبسطة صخرى إلا في بعض المواضع القليلة حيث نجد تجاويف ضحلة ملئت بمواد رملية جيرية ناعمة قليلة التماسك لايزيد سمكها عن سنتيمترات قليلة، هي أجزاء مصغرة مما ندعوه مورفولوجيا «بالبلاطة».

وعند هوامش الحافة نشاهد أجزاء منها وقد انفصلت إلى كتل صخرية متفاوتة الضخامة، انقطع الاتصال بينها وبين واجهة الحافة، ما تزال تنتظر دورها في الإنسلاخ والتدحرج على المنحدر لتستقر عند حضيضه، وتعرض للبلى بفعل التقشر والتفتت الناتج عن تتابع الحرارة والبرودة.



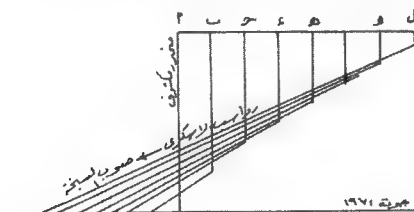
شكل (٣) شريط كلسي يتدلي من أعلى المنحدر على واجهته

ومن فوق الجزء العلوي للحافة الذي يتكون من طبقة جيرية مندمجة متأكسدة بارزة في هيئة مظلة، tendli على واجهة الحافة أشربة رقيقة كلسية مغبرة تتراوح أطوالها المعلقة بين ٣٠ - ٨٠ سم، ويتراوح عرضها على امتداد الحافة بين ٢٠ - ٥٠ سم. وهي من الصلابة بحيث تقاوم الريح الشديدة التي ضايقتنا كثيراً في يوم السبت ١٩٧١/١٢/١١ (شكل ٣).

والمنطقة كما أسلفنا يندر فيها سقوط المطر ولكنها لا تخلو من الرطوبة التي تتكاثف أثناء الليل حين تنخفض الحرارة على تلك الأسطح الجيرية الباردة، وتتجمع القطرات التي تذيب بعضاً من الجير، وتنحدر إلى وجه الحافة حيث يفاجلها الصباح بشمسها المشرقة الحارة، فتتبخر المياه، ويترسب الجير. وهكذا يتوالى حدوث هذه العملية يوماً بعد يوم، وتنمو بذلك بلورات الجير نزلاً صوب أسفل المنحدر مكونة لتلك الأشربة الجيرية

التي تلغحها الرياح بما تحمله من أتربة فتخلع عليها اللون المغبر. وسنرى لتأثيرات الندى ظواهر أخرى بعد قليل.

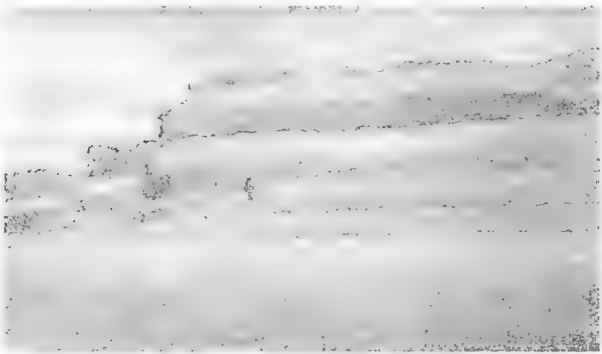
ونأتى الآن إلى **دراسة منحدرات الحافة**. تشرف الحافة الشمالية بجميع أجزائها الممزقة سواء منها ما يزال عالياً وما تآكل وانخفض، وبواجهات شديدة الانحدار على أرض السبخة المنبسطة من جهة وعلى جوانبها الشرقية والغربية مشرفة على قيعان أداني الأودية الجافة من جهة أخرى. والانحدارات في أجزائها العليا قائمة. ثم يستقيم المنحدر بزاوية مقدارها نحو ٤٠° نتيجة لتراكم الحطام الصخري على مخارج الطبقات إلا إذا برزت طبقة صخرية صلبة، وهو ما يحدث كثيراً في المنطقة، فتعطى الجزء المنحدر الذي يقع أسفلها شيئاً من التقوس. أما أسفل المنحدر الذي يميل إلى التقعر نتيجة لانتشار الرواسب الدقيقة فيبدأ بتغيير فجائي في درجة الانحدار من حضيض المنحدر المستقيم الشديد الانحدار، ثم يأخذ في الانحدار التدريجي إلى سطح السبخة المستوى.



شكل (٤) نشوء ونمو منحدرات إقليم واحة مرادة

وفي الشكل (٤) محاولة لتوضيح أشكال المنحدرات التي رأيناها في أجزاء الحافة الشمالية. وفي تصورنا قد بدأ نمو منحدر الحافة بهيئة قائمة تشبه الشكل (٤ - أ) الذي نشأ عن طريق التجوية وفي اعتقادنا أن مظهره الأول الذي يوضحه الشكل (٤ - أ) قد تشكل في بدايات العصر الجيولوجي الحديث، بغض النظر عن ارتباط الحافة الشمالية والحافات كلها بالنشأة الأولى للمنخفض التي سنعرض لها في نهاية هذا البحث. وقد لعبت التجوية الميكانيكية دورها الفعال في تشكيله بالإضافة إلى فعل التجوية الكيميائية التي لانستطيع أن ننكر دورها المساعد، إذ أن الإقليم حتى مع ظروف المناخ الصحراوي الجاف الحالي الذي يسوده لا يخلو من الرطوبة التي تعبر عن وجودها بالندى الذي سبقت الإشارة إليه وإلى تأثيره في الصخر الجيري.

(٨ متر)، ويعود المنحدر مرة أخرى إلى الانحدار الشديد حيث تبرز مخارج طبقتين من الشيل الجبسي (٤ متر) والشيل النقي (٣ متر) وهذا قسم مكشوف. ثم يرجع المنحدر مرة أخرى إلى الاستقامة ثم يتقعر في جزئه السفلى حيث يحمل غطاء رقيقاً من المواد الصخرية الدقيقة الحبيبات، ذلك الغطاء الذي يزداد سمكاً نحو سطح السبخة وحتى التقائه بها (بديمنت Pediment، وبجادا Pajada، وبلايا Playa أو سبخة). وهنا نلاحظ ظاهرة لها أهميتها في إحداث التقعر. فإلى جانب فعل الرياح وسفوها للرمال الدقيقة الحبيبات نشاهد مجارى لجداول rills ما تزال الرطوبة تبللها حتى بعد شروط الشمس بنحو ساعتين. وهنا نكتشف أثراً فعالاً للندى الذى لاشك، والحالة هذه، يتجمع بشيء من الوفرة بحيث يكوّن تلك الجداول التى يبلغ عمقها بين ٥ - ١٠ سم وعرضها من أعلى بين ١٠ - ١٥ سم ويبدو قطاعها العرضى فى هيئة الرقم ٧. والجداول بتشكلها هذا لاشك قادرة مع الزمن على القيام بفعل تحاتى متحرك فوق منحدر هين الانحدار، يساندها فعل الرياح، ولهذا لا تبقى مكونات التيلاس متراكمة فى هيئة قبابية، وإنما تنتشر وتوزع فى اتجاه السبخة، فيبدو المنحدر هيناً مقعراً. ومن السهل تتبع سطح البديمنت ابتداء من أسفل المنحدر المستقيم، حيث يتكون من صخر الجبس المكشوف أو المطمور بغشاء رقيق من



شكل (٦) جزء من الحافة الشمالية المشرقة على منخفض مراده. ثلاث كويستات صغيرة تفصل بينها أودية خانقية. يشاهد التمايز فى عمليات التجوية فى طبقات صخرية متفاوتة الصلابة والمقاومة. وأجهات الكويستات شديدة الانحدار. لاحظ منحدر البديمنت الهين الانحدار فى مقدمة الصورة.

الرواسب الدقيقة، ثم يزداد سمك الرواسب تدريجياً صوب السبخة وهو القسم الذى يدعى باجادا، وأخيراً تصل إلى أرض السبخة الحقّة.

ولا يقتصر فعل جداول الندى، هذه على القسم السفلى من المنحدر، وإنما يتعداه إلى المنحدر كله من أعلاه إلى أسفله. وهى ظاهرة واضحة فى كل واجهات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة، وهى أظهر وأوضح وأكثر أبعاداً فوق منحدرات القور التى تتركش أرض السبخة، وهذا مفهوم بسبب ازدياد نسبة رطوبة جو السبخة.

وجداول الندى تعبير نقترحه لمثل هذه الظاهرة بمفهومها التحاتى المشار إليه، وهو يعبر عن ظاهرة شائعة الوجود فوق المنحدرات المشرقة على سبخة مرادة وفوق منحدرات قورها. هذه الجداول لا يمكن أن نرجع تكوينها لفترة مطر سالفة كالأودية الضخمة العميقة التى قطعت كل الحافات التى تحد المنخفض، فهى ليست ظاهرة حفرية، وإلا لانطمست معالمها تماماً نظراً لاضالعتها خلال الـ ٥٠٠٠ سنة الأخيرة منذ حدوث آخر فترة مطيرة فى العصر الحجرى الحديث. وأنا لم أشاهد جريان قطرات الندى فى مجاريها، ولم يكن من المستطاع فعل ذلك. وإنما أمكن التعرف عليها برؤية ابتلائها بالماء من جهة، ومن جهة أخرى فليس هناك عامل آخر محتمل يمكن أن يعزى إليه تكوين تلك الجداول. فكما سبق أن أشرنا يكاد ينعدم المطر تماماً فى المنطقة.

ويختلف المظهر الجيومورفولوجى للمنحدر الشمالى للحافة الشمالية عن ذلك المنحدر الجنوبى المشرف على السبخة كل الاختلاف (شكل ٥) ووجه الشبه الوحيد بينهما يتمثل فى الجزء العلوى المكشوف والقائم الانحدار فى بعض المواضع، والمحدب مع شدة فى الانحدار فى المواضع الأخرى، وهو هنا لا يتعدى مترين ارتفاعاً. أما باقى المنحدر فيتغطى بغطاء ضخم من الحطام الصخرى الخشن، ويبدو مستقيماً فى جزئه الأوسط بزاوية انحدار تصل إلى نحو ٤٠°. ثم يتغير فى قسمه السفلى حينما يلتقى بأرض الوادى التالى (وادى المضرب) المفروشة بالرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات والتى تزخر بحطام الحفريات.

والحطام الصخرى الذى يغطى وجه المنحدر هنا يختلف فى شكله ومظهره كل الاختلاف عن الحطام الصخرى الذى يغطى أجزاء من الواجهة الجنوبية المطلة على السبخة. وفى الأخيرة يتكون من كتل صخرية يدل مظهرها على حداثة تساقطها وتدرجها. وهى فى معظمها كبيرة الحجم، وتحيط بها كتل أصغر مغيرة متآكلة هى بقايا لكتل أقدم أصابتها التجوية بفعلها وفقتها وأعدتها للسقى بواسطة الرياح. والرياح فى هذه الواجهة الجنوبية المطلة على أرض السبخة الفسيحة تعمل حرة طليقة، ولذلك ففعلها

كعامل نحت واكتساح أظهر وأبعد أثراً بكثير منه على الجانب المظاهر حيث يعرقل عملها، بل وتوقفه أحياناً بيئة التيه المضروسة التي تحاذيها، ومن ثم فهي هنا ترسب على قاع الوادى التالى أكثر مما تنحت وتكتسح.

وبينما الرياح تخلق واجهة المنحدر المشرفة على السبخة من الفتات الصخرى الدقيق، وتكتسح أولاً بأول ما تستطيع حمله أو دفعه أو دحرجته من مكونات الإسكرى، فيظل جزء كبير من الواجهة مكشوفاً معرضاً للتجوية، نجدها تعجز عن فعل ذلك على الواجهة المظاهرة التي تتغطى حتى قرب قمته بحطام صخرى خشن يزداد سمكاً بالاتجاه نزلاً. وهذا هو السبب فى تطور شكل هذا المنحدر إلى الهيئة العادية للمنحدرات التي تبدو محدبة فى أعاليها، ومستقيمة فى أواسطها، ومقعرة عند أسافلها. فعملية التجوية نشطة نوعاً فى الجزء العلوى المكشوف الذى يتراجع باستمرار بينما الأجزاء الأخرى مجال للترسب، خصوصاً مع ضعف تأثير الرياح هنا كعامل نقل، فيتعطل تراجعها.

والحطام الصخرى الذى يفتش وجه المنحدر الشمالى قديم بنى اللون داكن، ويتركب من حبيبات رملية خشنة ومتوسطة متماسكة فى هيئة شرائح مستطيلة متفاوتة الطول (٢٠ - ٥٠ سم) والعرض (١٥ - ٢٥ سم) والسمك (٥ - ١٠ سم) بعضها منفصل منفرد، والبعض الآخر ما يزال ممسكاً بوجه المنحدر. ولايشك فى معاناته لتجوية طويلة الأمد، فهو يمثل مخلفات لكل صخرية كبيرة استجابت معظم مكوناتها لعمليات تجوية ميكانيكية (التقشر والتفكك بتتابع الحرارة والبرودة) وكيميائية (الإذابة بفعل الندى) بطيئة. ويكاد يكون المنحدر الشمالى فى حالة توقف تام باستثناء الجزء العلوى، بينما المنحدر الجنوبى، فى حالة تراجع أنشط ومتوازى لحد كبير.

وحين نترك الحافة المطلة على المنخفض ونتجه شمالاً نجد تيهاً من الأرض الوعرة تمتد على مدى البصر فى كل اتجاه. ويمكن للمورفولوجى أن يميز فى هذا التيه عدداً من الأشكال الأرضية المختلفة. فالهضبة قد تمزقت إلى عدد هائل من التلال المتخلفة المتباينة الأشكال والأبعاد (شكل ١): بعضها مستدير أو بيضاوى أو مستطيل شديد انحدار الجوانب، وبعضها الآخر مخروطى أو مذبذب القمة هين الانحدار. وهى تتزاحم متجاورة أو متقاربة أحياناً، وتتباعد عن بعضها أحياناً أخرى.

وأكثر هذه التلال ارتفاعاً واتساعاً هى ما تتغطى قممها بطبقة سميكة من الحجر الجيرى المندمج، ومثلها قارة الغزالة التى تقع شمال قرية مراده بنحو ٣٠ كم.

وتظهر قارة الغزالة كأبرز مظهر تضاريسى تشاهده وأنت آت من الشمال. ويبلغ ارتفاعها زهاء ٦٠ متراً فوق سطح الأرض المحيطة بها. ويغلب فى تكوين جرمها الظاهر

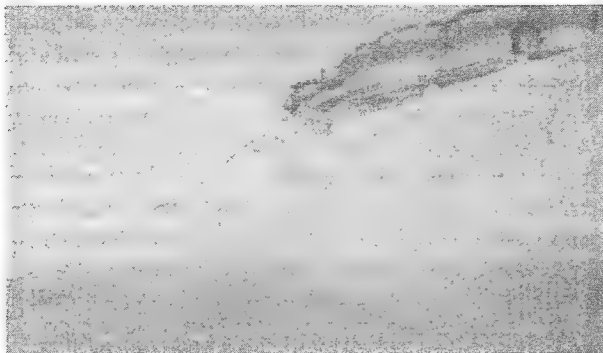
الصخر الجيرى الناصع البياض. و سطح القارة تام الاستواء، ويبدو فى هيئة مستطيلة أقرب إلى البيضاوية (١٠٠٠ متر × ٦٠٠ م تقريباً)، وهو صخرى صلب بنى اللون، ويمثل سطح الطبقة الجيرية العليا (سمكها نحو ٢ متر) التى أصابها التجوية وخلعت عليها لوناً بنياً. وترتكز هذه الطبقة على الصخر الجيرى الناصع البياض أسفلها، وتبرز هوامشها معلقة تنتظر دورها فى التكسر والتساقط بفعل الجاذبية الأرضية. وبلى الطبقات الجيرية التى تكتنفها الفواصل تعاقب طبقي من الصخر الجيرى والشيل الأخضر. وفى أسفل منحدر القارة تظهر الصخور الرملية.

ولا يختلف شكل منحدرات قارة الغزالة كثيراً عن شكل منحدرات الحافة المشرفة على السبخة. فالانحدار قائم فى الجزء العلوى المكشوف ثم يأخذ فى الاستقامة ويتغطى بالحطام الصخرى الذى تتضاءل أحجام مكوناته نزلاً حتى نصل إلى حضيض القارة حيث تتوزع المفتتات الدقيقة ويأخذ المنحدر شكله المقعر. ويضطرب هذا النظام هنا وهناك حينما تبرز الطبقة الجيرية البيضاء الصلدة المقاومة، فوق طبقة من الشيل الأخضر الهش، ويحدث هذا ابتداء من أواسط المنحدر نحو أسفله.

وحين نرقى سطح القارة وننظر فى كل اتجاه نشاهد معظم المظاهر الجيومورفولوجية التى يمكن أن نصادفها فى الصحارى. فكل ما تبقى من السطح الأصلي للهضبة الصحراوية يتمثل فى كتل صخرية عمدانية تتميز بأسطح منبسطة مستديرة الشكل أو مدببة، ذات جوانب شديدة الانحدار، تنتهى فى كل الحالات بمنحدرات سفلى مقعرة. وقد تحتشد هذه الأشكال متجاورة ومتفاوتة الأحجام والارتفاعات وقد تتباعد عن بعضها، فتتاح الفرصة لظهور البيئة الحوضية المدرجة. وهنا ينحدر السطح فى سلسلة من المصاطب المتعاقبة تمتد حافاتهما فى هيئة أقواس تحيط بمنخفض ضحل تكسوه الرمال الدقيقة، وقد تتركه كتل نباتية متفرقة. وهنا وهناك يبرز المظهر الجيومورفولوجى فى هيئة كويستات نرجىء مناقشتها لدراسة مستقلة.

الجانب الغربى:

وحين نتجه إلى الغرب نجد الحافة المشرفة على السبخة مسننة ومقطعة. ونرى هامش الهضبة وقد مزقته الأودية الخانقية المتباينة الاتساع والعمق إلى عدد كبير من القور والأسنة الصخرية التى تبرز هنا وهناك محتضنة أجزاء من السبخة. ولقد تستقيم الحافة فى بعض المواضع فى هيئة كويستات كما هى الحال فى الجانب الشمالى تشير إليها فيما بعد.



شكل (٧) جزء من الحافة الغربية، القسم العلوي من المنحدر جيري مكشوف (الوجه الحز Free Face). وفيه (أعلى الصورة جهة اليمين) يظهر مدخل لكهف. ويبدو المنحدر المستقيم مظلوماً تماماً بالرواسب

ولا يختلف المظهر الجيومورفولوجي لهذا الجانب الغربى عن الجانب الشمالى. فمنددرات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة شديدة الانحدار أو قائمة فى أعاليها، ومستقيمة فى أواسطها، وهينة الانحدار مقعرة فى أسافلها. والحطام الصخرى خشن فوق المنحدر المستقيم دقيق الحبيبات فوق المنحدر السفلى. ويبدأ الأخير بتغير فجائى فى درجة الانحدار حيث يبدأ سطح البديمنت الذى قد يظهر مكشوفاً عارى الصخر، وقد يغطى بغطاء رقيق من الرمال المتوسطة الحبيبات ومنه إلى البجادة ثم إلى مسطح السبخة. وفيما وراء الحافة نشاهد نفس التيه المهلهل والأرض الوعرة المضرسة والمرصعة بعشرات القور المتباينة الأشكال والأحجام. وهنا وهناك يبدو المظهر الحوضى المدرج بوضوح.

والتتابع الطبقي الصخرى للحافة والقور يماثل ما وجدناه فى الجانب الشمالى. وأكثر القور ارتفاعاً ما توج قممها حجر جيري مندمج. وتشد عن ذلك القارة السوداء التى تعرف محلياً بالجبل الأسود والتى تقع قرب موقع الطرفيات، إذ تلوها طبقة من صخر رملى لونه بنى داكن أو مسود، يتركب من حبيبات مندمجة ما هى إلا عقد سليكية وحديدية نرى أنها قد تخلفت عن تجوية الصخور الجيرية. وتظهر تلك الطبقة العليا فى شكل قلنسوة القسيس السوداء وترتكز على عنق جيري قائم الانحدار، تنتشر أسفله على أكتاف القارة



شكل (٨) القسم العلوي من الجبل الأسود.
تعلو التل المتخلف طبقة من الصخور
الرملية الحديدية الداكنة اللون. وقد
انتثر ما تأكل منها من حطام فوق
منحدرات التل ومن حواليه لمسافة تصل
إلى نحو ٢ كم ١١

ومنحدراتها الوسطى الهينة نوعاً كميات
ضخمة من الحطام الصخري المشتق من
تآكل تلك الطبقة. ومن ثم يبدو جرم القارة
من بعيد وكأنه بركان بازلتى خامد أسود
اللون يبرز فى وقار القميس بثوبه الكهنوتى
وسط رعية من القور الفاتحة اللون (شكل
٨).

وتبدو الطبقة الرملية مقعرة السطح فى
هيئة ثنية مقعرة ضحلة. وإذا ما تصورنا
الشكل الأصلي لسطح الهضبة قبل أن
تصيبها التعرية بفعلها، وافترضنا وجود
تجسيف ضحل بها فى هذا الموضع
وحواليه، إذن لسهل علينا فهم تكوين تلك
العدسة الجيولوجية الصخرية من نتاج
التعرية فى صخر جبرى. ولاشك أن هذه
الطبقة المحدودة الأبعاد حالياً كانت أكثر
اتساعاً، يدل على ذلك كمية الحطام
الصخري الضخمة المشتقة منها والتي
تناثرت فوق منحدرات القارة وفوق قيعان
الأودية المحيطة بها.

الجانب الجنوبي:

وحينما نترك الجانب الغربى ونتجه جنوباً نعبّر سلسلة من القور المستطيلة التى تأخذ
اتجاهاً عاماً غربياً شرقياً، ومنها قارة المسلة، وننتهى إلى سبخة منعزلة هى سبخة الحيرة،
التي تحدها جنوباً وغرباً حافة شبه متصلة تمثل واجهة لحافة صخرية ينحدر سطح
ظهرها انحداراً هيناً نحو الجنوب لايتفق مع ميل الطبقات الصخرية الذى يأخذ اتجاه
الشمال. وما تلبث الأرض بعد ذلك أن ترتفع بالتدرج صوب الجنوب حيث تبلغ ارتفاعاً
يتراوح بين ١٥٠ - ٢٠٠ متر فى منطقتى الراقوبة وزلتن حيث يقع حقلان للبترو
ل تابعان لشركة إسو، ويوجدان فى منخفضين تكتنفهما الحافات العالية.

وحين نرقى قمة الحافة الصخرية التى تشرف على سبخة الحيرة، ونوجه أنظارنا

جهة الشرق والجنوب نشاهد بحاراً من الرمال المموجة . ولا يقطع هذا المظهر الجيومورفولوجي العام سوى بعض من التلال المتخلفة المتباعدة عن بعضها تطل برؤس صغيرة في معظم الأحيان . وهى تبدو حينئذ أشبه بمخروطات مدبية القمم حين يغطيها غطاء رقيق من حبات الرمال ، وأشبه بأكوام التلال حين تنطم برمال كثيرة تخلع على جوانبها الانحدار الهين السهل . وتشذ عن ذلك قارة زعموط الرحي المستطيلة المنبسطة السطح ، وكذلك قارة زعموط بوخريس المستديرة الشكل (شكل ١) .

من هذا نرى أن حافة المنخفض من جهة الجنوب غير واضحة المعالم . فظواهرها تنطم أسفل غطاء ضخم من الرمال . ويحدث تراكم الرمال وتكون الكثبان الرملية حيث تصطدم الرياح بعقبات فى طريقها ، أو حيث تتسع مجالات هبوب التيارات الهوائية ، وتلك شروط تتوافر فى الجانب الجنوبي من المنخفض . وما نلبث الرمال أن تنتشر وتتوزع فوق مساحة شاسعة على شكل غطاء مموج ، أو قد نصير الرمال إلى نلال أو إلى سلاسل من التلال الرملية .

وتظهر فوق سطح الغطاءات الرملية أشكال صغيرة نسميها **بالتماوجات الرملية والحافات الرملية** . وهى تبدو بهيئة عروق صغيرة بارزة يتراوح ارتفاعها بين ٥ - ١٠ ملم ، وتفصلها عن بعضها خطوط غائرة . وقد تمتد متوازية أو قد تتقطع إلى أجزاء صغيرة أو قد تتوزع وتشابك حين تحل فجوات محل الخطوط الغائرة فتتنظم الحافات أو العروق حينئذ فى هيئة شبكية ، ويصبح المظهر المورفولوجي للمنطقة كورقة شجرة أو ريشة طائر . وهى على أى حال أشكال عابرة زائلة ، إذ أنها تتحرك وتغير مواضعها مع هبات الرياح وقد تتلاشى تماماً . وفى نشأة هذه الأشكال الصغيرة نرى أنها تتكون بسبب اختلاف كثافة حبات الرمال وعدم التجانس فى أحجامها والتباين فى درجة تحركها ، ثم عن طريق هبوب الرياح فى شكل دفعات أو هبات متقطعة .

ويتميز القسم الشرقى من بحر الرمال هذا بوجود نطاق كبير من **سلاسل الكثبان الرملية المتوازية** التى تمتد فى اتجاه عام من الشمال الشرقى نحو الجنوب الغربى . وإذا ما كانت الرياح الشمالية الغربية هى السائدة فى المنطقة ، وهى بطبيعة الحال المسؤولة عن تكوين هذه السلاسل من الكثبان ، فإنها حينئذ تدخل ضمن نمط الكثبان العرضية أو المستعرضة . وقد أمكن الاستدلال على اتجاه الرياح من دراسة منحدرات الكثبان . فمنحدراتها المواجهة للشمال الغربى (من حيث تأتى الرياح) هينة الانحدار (بين ٥ - ١٠) بينما تنحدر جوانبها المظاهرة لهذا الاتجاه انحداراً شديداً فى البداية ، ثم يتلو ذلك انحدار هين نوعاً بزاويا تتراوح بين ١٠ - ٢٠ كما أن هنالك بدايات للتحويل إلى

شكل البرخان فى بعضها حيث نجد انحناءات عند الأطراف تجاه الجنوب الشرقى. أما قمم الكتبان فتبدو فى هيئة أقواس فسيحة محدبة (شكل ١).



الجانب الشرقى:

تحد المنخفض من ناحية الشرق حافة شديدة الوضوح أقل تسنناً وتعرجاً بكثير من الحافتين الشمالية والغربية وهى تبدو متصلة مستمرة فيما عدا بعض المواضع التى تقطعها وديان جافة خانقية عميقة شديدة انحدار الجوانب. وفى تلك المواضع تظهر بعض القور المخلفة عن عملية التقطيع. وتبدو الحافة أيضاً متناسقة الارتفاع، وتمتد بهذا الشكل المتصل المتجانس المستقيم زهاء ٤٠ كم. وينتهى طرفها الشمالى الغربى بأرض مضرسة، وحينئذ ندخل مرة أخرى فى نطاق الجانب الشمالى من المنخفض حيث نجد البيلة الممزقة التى سبق وصفها. وسنعرض لمناقشة هذه الحافة عند الكلام عن ظاهرة الكريستا.

الأودية الجافة

شكل (٩) جزء من الحافة الشرقية. تبرز الطبقة الجيرية العليا الصلدة فى هيئة مظلة، حجضا، أسفلها المنحدر القائم (صخري جيري لين نوعاً وناسع البياض)، ويبدأ المنحدر المستقيم عند أقدام الرجال الثلاثة. وتبدو فى مؤخرة الصورة جهة اليمين قارة مستوية السطح من القور التى ترصع أرض السبخة

نحن نعتقد أن التقطع الشديد الذى أصاب هوامش الهضبة الميوسينية المشرفة على المنخفض خاصة من الشمال والغرب إنما يرجع فى معظمه لفعل الماء الجارى فى عصر مضى. وليس من السهل تتبع مجارى تلك الأودية القديمة فى وقتنا الحالى، كما قد تعذر العثور على مدرجات

تكتنف جوانبها، نظراً لأن معظم معالمها قد انطمس بفعل الرياح. ومع هذا فمن الممكن



شكل (١٠): في أعلا الصورة حيث يقف الأخ صميذة وسائق السيارة يقع مخرج واد خانقي جاف. وفي مقدمة الصورة تظهر شبكة جداول الندي والرشح، وهي من بين العوامل المسؤولة عن استمرار تشكيل منحدرات هوامش منخفض مراده. وفي وسط الصورة تظهر الكتل الصخرية المتدحرجة علي منحدر البديمنت.

التعرف على أجزاء من تلك المجارى الجافة في أكثر من موضع . مثال ذلك فيما بين قارتى حصين الرجلى والبيضا على جانبي الطريق القديم الذى يصل مراده بالعقيلة، وفي النطاق المحيط بقارة المطر فى الغرب، وعند التقاء الحافة الشرقية بالجانب الشمالى .. (انظر الخريطة شكل ١) . وهى جميعاً تتخذ اتجاهات شمالية جنوبية أو غربية شرقية أو فيما بين هذين الاتجاهين .

وحينما نشاهد نسيج هذا التقطع المتقارب لهوامش الهضبة المطلة على المنخفض بل والمزدحم فى كثير من الأحيان، ونرى تلك الأودية العميقة المسطحة القيعان الشديدة انحدار الجوانب الصخرية، فإنه لا تفسير لذلك إلا القول بأن المنطقة قد أصابها المطر فى عصر سالف . ونحن لانقصر تأثير الأمطار والمجارى المائية القديمة على تقطع هوامش الهضبة المشرفة على المنخفض فحسب، بل إننا نعتبرها من العوامل الرئيسية المسؤولة عن حفر منخفض مراده ذاته .

ولقد سبق لى أن عرضتُ رأياً فى الفصل الثانى من كتاب العصر الجليدى (١٩٦٦، ص ٣٢ وما بعدها)، ذلك الرأى الذى يسهل لنا فهم الكثير من مثل هذه

الظواهرات الجيومورفولوجية المربكة فى تفسيرها، وفيه نفترض «أن الذبذبات المناخية التى حدثت أثناء عصر البلايستوسين قد صاحبها ترحح فى اللطافات المناخية، وبالتالي ترحح فيما يتصل بها ويصحبها من حياة نباتية وعمليات جيومورفولوجية ومناخية . فالتحول المناخى إلى البرودة على وجه الأرض يعنى بناء على ذلك أن كل

النطاقات المناخية تتقدم أو تتزحزح تجاه الدائرة الاستوائية، كما يعنى التحول إلى الدفء أن النطاقات تتراجع تجاه القطب».

وبناء على هذا الرأى الذى عززناه مؤخراً بآراء تضمنها بحث عن «عصور المطر فى الصحراء الكبرى ...» (١٩٧١)، كان نطاق مناخ البحر المتوسط المثالى الذى ينحصر حالياً بين دائرتي العرض ٣٢ - ٤٥ ش كان يتزحزح جنوباً وينضغط بين دائرتي العرض ٢٨ - ٣٦ ش. معنى هذا أن منطقة منخفض مراده التى تقع إلى الشمال من دائرة العرض ٢٩ ش، كانت أثناء الفترات الباردة أو الجليدية الشمالية تدخل ضمن نطاق مناخ البحر المتوسط آنذاك، وكان يصيبها قدر من المطر الشتوى يعادل ما يصيب دائرة العرض ٣٣ ش فى وقتنا الحاضر على وجه التقريب، أى قدر ما يتساقط على بلدة مثل توكره الواقعة على خط عرض ٢٠ ٣٢ شمالاً (شمال شرق بنغازى قرب الساحل)، وهو قدر يناهز ٤٠٠ ملم. وبالتالي كان نطاق المنخفض يقع تحت تأثير عمليات وقوى جيومورفولوجية مناخية تختلف عن مثيلاتها فى العصر الحاضر، وبالتالي قد عانى من فعل وتأثير التعرية المائية الشئ الكثير.

وحين ننظر إلى الشكل رقم (١) المرفق بالبحث الخاص بعصور المطر الآنف الذكر، ونتابع خط الرطوبة الخاص بنطاق شمال وسط الصحراء الكبرى (جنوب الجزائر وليبيا ومصر فيما بين دائرتي العرض ٢٥ - ٣٠ ش) نرى سلسلة طويلة متناعبة من فترات المطر والجفاف ابتداء من عصر البلايوسين وعبر البلايوسينين وحتى نهاية القسم الأول من الهولوسين. وقد عثر على آثار جيولوجية ومورفولوجية وبيدولوجية فى جهات من ليبيا داخل هذا النطاق من العروض تشير كلها إلى حدوث فترات مطيرة استمرت من الزمن الثالث الحديث حتى الزمن الرابع.

وما تزال فترات المطر فى البلايوسينين الأسفل تعوزها بعض الأدلة، ولكن ليس من شك فى حدوث فترتين مطيرتين شديدي الوضوح فى نطاق العروض هذا (بين ٢٥ - ٣٠ شمالاً) الذى يقع فى جزئه الشمالى إقليم منخفض مراده (خط عرض ٢٩ شمالاً) تعاصران فترتي الجليد ريس، وفورم. كما أمكن التعرف على فترة مطر أخيرة حدثت فى الفترة الزمنية التى يسميها المتخصصون فى الآثار وفى الجغرافيا التاريخية «العصر الحجري الحديث» (تاريخه فى مصر ٥٠٠٠ ق.م) ومن بعد ذلك حلت ظروف مناخ الصحراء الحالية بعملياتها الجيومورفولوجية المعروفة.

معنى هذا أن تشكيل سطح النطاق الصحراوى الذى يقع فيه منخفض مراده قد عانى خلال فترة طويلة شملت الزمن الرابع كله وامتدت إلى القسم الأخير من سابقة من تأثير نوعين من العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى أثناء سلسلة من الفترات

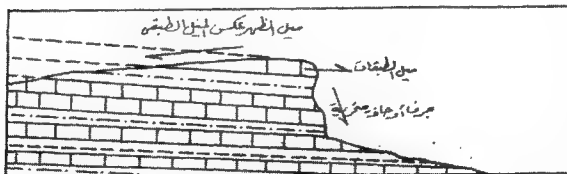
المتعاقبة: نوع يسود الآن إقليم البحر المتوسط الذي يتميز بصيفه الحار الجاف وشتائه الدفئ المطير، والنوع الآخر يسود منطقة المنخفض ذاته في وقتنا الحالي وهو المناخ الصحراوي الجاف المتطرف الحرارة.

وفي أثناء الفترات المطيرة كانت الأودية تجري بالمياه ولو فصلياً وكان جريانها سريعاً بل وفي هيئة سيول. وهذا النمط من الجريان تسمح به طبيعة التضرس في المنطقة من جهة، وطبيعة تساقط المطر الشتوي من جهة أخرى، فهو يهطل في هيئة وابل. يضاف إلى ذلك أن الهطول يأتي في الشتاء عقب صيف حار جاف أثناءه تتشقق الصخور وينحل تماسكها من أثر التجوية الميكانيكية. وتأتي الأمطار والسيول بعنفوانها فتجد بيئة صخرية قد سبق إعدادها للنحت والاكساح فيعظم أثرها في تعرية المنطقة. وإذا كنا الآن لانجد واضحاً من شبكة الأودية سوى أجزاء ميسرة، فإنما يرجع سبب ذلك إلى انطماس كثير من معالمها بالرمال، وفعل التعرية الهوائية التي استطاعت تحويل قسم عظيم من هوامش الهضبة في الشمال والغرب من المنخفض من بيئة الأودية إلى بيئة الأحواض الضحلة التي تكتنفها الحافات المقطعة وتتركشها التلال المتخلفة.

الكويستات

كلمة كويستا-Cuesta كلمة أسبانية تستخدم في الجيومورفولوجيا للدلالة على تل أو شكل أرضي يتألف من منحدر شديد عكس ميل الطبقات يسمى بحافة أو واجهة الكويستا Cuesta Scarp، ومن منحدر سطحي هين الانحدار يمتد مع ميل الطبقات يمكن تسميته بمنحدر الميل الطبقي Dip-slope أو ظهر الكويستا.

ومهما اختلفت عوامل تكوين الحافات، فينبغي أن نقصر استخدام كلمة كويستا على الشكل الأرضي الذي يتميز بالخصائص السالفة الذكر. ولا شك أن كل الحافات التي

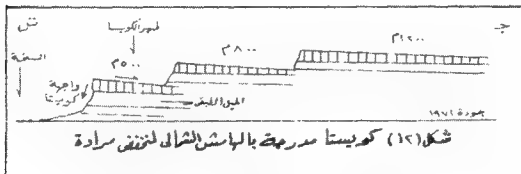


شكل (١١) الحافات الصخرية المائلة على سبغة مراده كما تبدوا في بعض أجزاء الجانب الجنوبي للمنخفض

تكتنف منخفض مراده قد أنشأتها عمليات واحدة . ولكننا نستبعد كل أجزاء الحافة الجنوبية وبعضاً من أجزاء الحافة الغربية المشرفة على السبخة من مفهوم الكويستا كشكل أرضي حتى ولو كانت انحدارات أسطح ظهورها تميل في اتجاهات معاكسة لاتجاهات انحدارات واجهاتها، وهذا ما لاحظناه في بعض المواضع (شكل ١١) وهذه يمكن أن نطلق عليها تعبير الجروف أو الحافات الصخرية .

ويمكن القول عامة بأن كويستات إقليم مراده قد نشأت ونمت نتيجة لتأثير أنماط من عمليات التعرية والتجوية في طبقات صخرية متعاقبة ومتفاوتة الصلابة والمقاومة، وتميل هذه الطبقات ميلاً هيناً (بين ٣ - ٤°) صوب الشمال، وتتركب من صخور جيرية تتعاقب مع صخور الشيل والصخور الرملية . وينبغي أن نشير إلى أن تشكيل الكويستات ما يزال مستمراً، وإن كان يسير بصورة بطيئة تحت ظروف المناخ الجاف الحالي . ونحن نشاهد في كل مكان أسفل واجهات الحافات كتلاً صخرية محطمة، وأخرى ما تزال معلقة على قسم أو آخر من منحدر الواجهة تنتظر دورها في التدحرج والسقوط .

ومن السهل تتبع عدد من الكويستات في نطاق الهامش الشمالي: بعضها منفرد والبعض الآخر يبدو بهيئة مدرجة . وإذا تفاصينا عن التقطيع الشديد الذي أصاب ظهورها فإنها تبدو بالشكل رقم (١٢) كما يتضح إلى الشرق من قارة البيضاء، وإلى الشرق أيضاً من قارة المطر (انظر الخريطة شكل ١) .



شكل (١٢) كويستا مدرجة بالهامش الشمالي لمنخفض مراده

وقد سبق أن ذكرنا أن المنخفض يحده من جانبيه الشرقي حافة صخرية متصلة متناسقة الارتفاع . ونحن نعتبرها واجهة لكويستا ضخمة . وتأخذ تلك الواجهة اتجاهاً شمالياً غربياً - جنوبياً شرقياً فيما بين خطي طول ١٩ ٢٦ - ١٩ ٤٠ شرقاً، وينحدر سطح ظهورها انحداراً هيناً متناسقاً صوب الشمال متفقاً مع اتجاه الميل الطبقي حتى حضيض واجهة أخرى أقل وضوحاً .

ويمكن تقسيم الواجهة إلى ٣ أقسام: قسم متصل مستقيم تقريباً، يمتد فيما بين خطي طول ١٩ ٢٦ - ١٩ ٣٢ شرقاً، وقسم آخر يليه في اتجاه الجنوب الشرقي يفصله عن القسم الثالث والأخير وادي جاف خانقي. ويتميز القسمان الأخيران بالقطع بواسطة عدد من الأودية الجافة الخانقية.

وتتصف واجهة الكويستا في معظم أجزائها وعلى امتداد طولها بوجه عام بانحدار شديد قائم في قسمها العلوي الذي يتركب من صخور الجير التي تكتنفها الفواصل وصخور الشيل (أسفل الجير)، وهذا هو القسم الذي يمثل الوجه المكشوف من المنحدر، وحافته العليا حادة وليست مستديرة محدبة. ويلى الوجه المكشوف إلى أسفل قسم مطمور بالحطام الصخري ونسميه بالوجه المطمور وهو يمثل المنحدر المستقيم، وتصل درجة انحداره حتى ٤٠. وعند أسفله نجد تغيراً فجائياً في درجة الانحدار فنشاهد ما يشبه مصطبة تنحدر انحداراً هيناً على امتداد مسافة تصل في بعض المناطق إلى نحو ٢٠٠ متر حتى أرض السبخة المنبسطة المستوية، وهو القسم الذي يبدو مقعراً في أسفل الواجهة والذي يدعوه الجيومورفولوجيون بأسماء مختلفة منها البديمنت Pediment.

وينحدر ظهر الكويستا انحداراً هيناً في اتجاه الميل الطبقي العام نحو الشمال حتى نهايته في أسفل حافة أقل وضوحاً في الشمال الشرقي خارج نطاق الخريطة. وعلى الرغم من أن ظهر الكويستا مقطع إلا أنه أقل تمزقاً بكثير من الهوامش الشمالية والغربية من المنخفض. وهنا أيضاً تظهر البيئة الصحراوية الحوضية في كثير من الجهات. ومن الممكن تتبع عدد من الأودية الجافة أظهرها الوادي الخانقي الطويل الذي يتجه من الجنوب نحو الشمال وترفده مسيلات جافة كثيرة (في الشمال الشرقي خارج نطاق الخريطة).

ظاهرة البديمنت

سبق أن ذكرنا الكثير عن الجزء السفلي المقعر عند حضيض منحدرات الحافات التي تحيط بسبخة مراده. وهو في الجانب الشمالي والغربي يبدو مقطعاً غير متصل بسبب تمزق الحافتين، ولكنه في كل حالة يبدأ قطاعه العرضي من أسفل المنحدر المستقيم بتغير فجائي في درجة الانحدار، ثم يصبح الانحدار هيناً ليضع عشرات من الأمتار. ويظهر الصخر عارياً ثم ينظم تدريجياً بغطاء من الرواسب الدقيقة يزداد سمكه شيئاً فشيئاً إلى أن يصل إلى مسطح السبخة. والجزء المطمور من سطح البديمنت هو ما يمكن تسميته بالباچادة. ومنحدر البديمنت والباچادة (يطلق البعض كلمة بيدمونت Pledmont على الإثنين معاً) ضيق عند أسافل الحافات الشمالية والغربية، لكنه يتسع عرضاً (حتى ٢٠٠ م) ويتصل امتداداً على طول الحافة الشرقية.

وتتعدد الآراء في كيفية نشوء البديمنت، ويمكن إجمالها في ثلاث نظريات:
الأولى، تعزو النشأة إلى عملية تعرية أو تسوية جانبية بفعل الماء الجارى.
والثانية، تؤمن بعمليات غسل وإزالة المواد تتم بواسطة التعرية المائية الغطائية.
والثالثة، ترجح التراجع المتوازى للمنحدرات بفعل عمليات التجوية لتفسير نشوء البديمنت.

وعلى الرغم من أن إقليم مراده قد عانى الكثير من تأثير التعرية المائية إبّان الفترات المطيرة إلا أننا نستبعد نظرية التسوية الجانبية بفعل المجارى المائية التى كانت تترنح من جانب لآخر حينما كانت تخرج من واجهات حافات الهضبة الأصلية وتقوم بعمليات التقويض السفلى عند حضيضها، ومن ثم تنشئ مراوح صخرية تتحد مع بعضها مكونة للبديمنت. فقد كان المنخفض فى تصورنا يمتلئ بالمياه إلى أسافل الحافات، وإليه كانت تنتهى مياه المسيلات المائية، فيتوقف فعلها التحاتى. ولهذا فنحن نرجح نشوء البديمنت فى إقليم مراده عن طريق تراجع المنحدرات بفعل التجوية الميكانيكية والكيميائية، ونرى أن سطح البديمنت يمثل منطقة عبور للمواد المتأكلة التى يتم نقلها حالياً بواسطة الجاذبية الأرضية والرياح وجداول الندى. وبهذا الفكر كان وصفنا التفصيلى لمنحدرات جميع الحافات المطلة على سبخة مراده كما سبق أن رأينا.



شكل (١٣)

مخرج واد جاف من الحافة الشمالية (يمين الصورة)، وقارة (مؤخرة الصورة). وفي مقدمة الصورة يظهر جزء من السبخة مغطى بصحائف الأملاح المتصلبة التى غلظت بغشاء من القبار. لاحظ منحدرات الحافة والقورة.

مورفولوجية السبخة

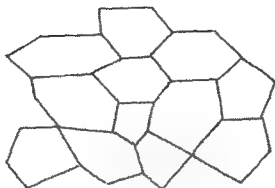
حين نصعد فوق قارة من القور التي ترصع السبخة أو فوق مرتفع من أجزاء الحافات التي تشرف عليها، نشاهد السبخة أشبه بسهل فسيح تام الإستواء. وتبدو بلون بني داكن نوعاً، يأخذ في الاصفرار تجاه الهوامش الرملية. وهنا وهناك تظهر مزرکشة بقشور ملحية ناصعة البياض وأملاح السبخة خليط من كلوريدات المغنسيوم والبوتاسيوم والصوديوم (ملح الطعام) وكبريتات الكالسيوم (الجبس). ويكثر وجود أملاح المغنسيوم والبوتاسيوم في القسم الشرقي من السبخة وهو أكثر أجزائها انخفاضاً، بينما يكثر وجود الهالايت (كلوريد الصوديوم) والجبس في القسم الغربي منها.

وتتنظم سبخات مراده في هيئة شريط عريض يمتد امتداداً عاماً من الحافة الشرقية إلى الحافات الغربية، وغير بعيد من حضيض الحافة الشمالية. ولايحد عن هذا الامتداد العام سوى سبخة الحيرة التي تقع متطرفة في الجنوب الغربي وتبعد عن امتداد الشريط السبخي الرئيسي بنحو ٨ كم ويفصلها عنه أرض مخرسة.

ويزرکش أرض السبخة التي تمثل قاع المنخفض عدد من التلال المتخلفة بعضها منعزل، مثل قارة الديابية، أو محتشدة في مجموعات مثل قور الخفيف والدكر، أو قد تبرز متجمعة متساندة في أحضان الحافات الشمالية والغربية مثل قور المزلة وحصين الرجيلي والمطر والطرفيات. وتصبح التلال المتخلفة أكثر ارتفاعاً بوجه عام قرب الحافات. ومع هذا نصادف تلالاً لا ترتفع لأكثر من بضعة أمتار فيما بين التلال العالية



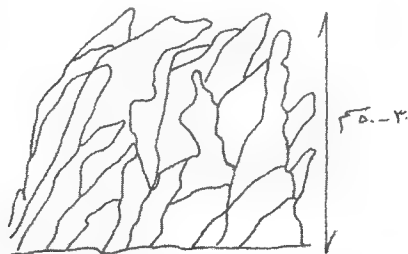
شكل (١٤) إزهار الأملاح في أشكال ريعابية وخماسية ...



إرها، الأسلاك في أشكال خماسية وسداسية



مرحلة متقدمة لتصلب الأسلاك ويرجع لها في أعمام



المرحلة النهائية: تراكم البروزات الملحية فوق بعضها؛ فتبدو أشبه بمسطحات مخرسة من قطع الفخار وقد ركبت فوق بعضها في أوضاع مضطربة

شكل (١٥) مورفولوجية السبكة

المجاورة للحافات. وهوامش الشريط السبخى إما أن تكون رملية أو صخرية، وهى تبدو واضحة إلا حيثما تطمس معالمها الرمال الوفيرة.

وتتركب الفور التى تبرز فوق أرض السبخة من طبقات صخرية أفقية تماماً من الجبس الصحافى والمتبلور النقى، يليها إلى أسفل طبقات من الشيل البنى المصفر، والشيل الرملى ثم الحجر الرملى الذى يكون قواعدها. وتبدو منحدرات القور شديدة قائمة فى أعاليها ثم تستقيم أسفل غطاء من الحطام الصخرى الذى يفتersh أسافلها وأجزاء من محيطها على أرض السبخة، وهى تتآكل بفعل التجوية الميكانيكية، وتأثير الرياح كما أن فعل التجوية الكيميائية فيها أظهر من نطاقات الحافات الرئيسية نظراً لإحاطتها بأرض السبخة الرطبة التى ترشح دائماً بالمياه فيما حوالها (شكل ٢).

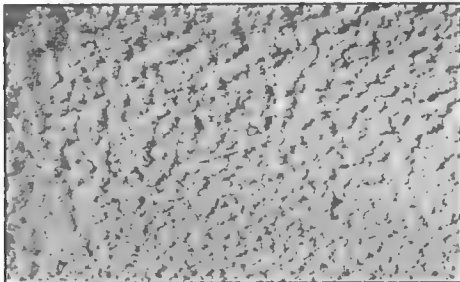
وعلى الرغم من الاستواء العام الذى يبدو به سهل السبخة إلا أن السطح مضطرب. ومرد ذلك إلى القشور الملحية التى تتراكم فوق بعضها مثلما تتراكم قطع الشقافة أو الفخار. وفى مثل هذه الأجزاء نجد سطح السبخة صلب، والمياه فى العادة لا تستطيع أن ترشح إلى السطح، ولكن يكفى أن نحفر لعمق بضعة سنتيمترات لى نصل إلى تربة رطبة، ولعمق ديسيمترات لى نصل إلى الماء (شكل ١٣).

وفى الجهات التى أزيلت عنها صحائف الأملاح المتصلبة التى يقطعها سكان الواحة ويتخذونها مادة لبناء بيوتهم، يظهر السطح قليل التموج ويبدو حيدز فى هيئة مسطحات ملحية رقيقة لمساء، بيضاء أو مغبرة، وتحدها خمسة أضلاع أو ستة تبرز فوق مستوى المسطحات ببضعة ملليمترات، وهى تشبه الأشكال الخماسية والسداسية الأضلاع التى تجدها فى مناطق هوامش الجليد والجهات الباردة التى تتأثر بفعل الصقيع. وهى هنا ناشئة عن ترسيب الأملاح وتصلبها وتمدها أفقياً فى اتجاهات متقابلة، فلا تجد لها سبيلاً إلا البروز فى اتجاه رأسى إلى أعلى (شكل ١٤).

وما تزال تلك الأضلاع تنمو صعوداً، بينما تتشقق المسطحات الملحية وتبرز هى الأخرى مكونة لأعلام منفردة يبلغ ارتفاعها بين ٢٠ - ٣٠ سم، ثم تميل ويتكى بعضها على البعض، فيبدو حينئذ سطح السبخة وقد افترش بكميات هائلة من الصحائف الملحية المتزاحمة والمضطربة الأوضاع وهو مظهر سبق أن رآه ديزيو وعبد العزيز طريح ووصفاه بأرض أصابها سلاح المحرات (شكل ١٥).

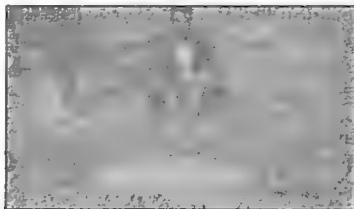
والسطح فى مثل هذه المناطق يصبح وعراً يستحيل اجتيازه بالسيارة (لاندروفر) ويرهق من يسير عليه أيما إرهاق.

وهناك من المناطق ما يقرب سطحها من الاستواء التام، وهنا نجد التربة رطبة ولينة، ويرشح الماء من كل أجزائها، والأملاح تظل ذاتية ولا تجد الفرصة للتصلب. وفي المناطق الأخرى الرطبة نجد السطح مغطى بكرات ملحبة صغيرة في حجم كرات لعبة البلياردو، وهى لينة متلاصقة، وقد غطتها الرياح بغشاء ترابى داكن، وهو يبدو حينئذ أشبه بقرص العسل (شكل ١٦).



شكل (١٦) إزهار الأملاح في هيئة قرص العسل ببعض أراضي سبخة مرادة

ويمكن للمتجول فوق أرض السبخة أن يشاهد هنا وهناك حفراً وعميقاً طبيعياً قمعية الشكل تتركب جدرانها بلورات ملحبة بيضاء فيها لمحة من الزرقة السماوية الخفيفة البهية، وحين تبلل يدك بمائها وتتركها لتجف يترسب على بشرة اليد غشاء من الأملاح البيضاء (شكل ١٧). وتشذ عن هذه العيون المألحة عين واحدة تسمى عين الضهير، فمآزها مستساغ رغم وجودها في قلب السبخة (انظر الخريطة شكل ١)، وعندها تنمو في كومة رملية ثلاث نخلات قزمية تتشابه جذوعها، وبعض الشجيرات الجافة.

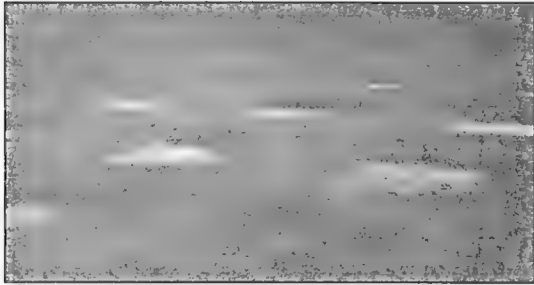


شكل (١٧) عين مألحة صافية المياه

لاحظ ظل الرجل في الماء الصافي والجدران المألحة البيضاء.

وسطح السبخة بخلو بطبيعة الحال من النبات إلا حيثما تراكمت الرمال حول عقبة، فهذه تعتبر مصائد للرطوبة وتربة صالحة لنمو نباتي هزيل قد يكون نخلة قزمية أو بعض الأعشاب الخشنة. ويكثر النمو النباتي نوعاً في هوامش السبخة ويقترن وجوده أيضاً بالروابي الرملية.

وترتفع أرض السبخة جنوباً إلى سطح موج يشرف عليها بحافة يبلغ ارتفاعها زهاء ٨ م. وعند هامشها المطل على السبخة توجد بقايا منشآت أقامها الإيطاليون لتحليل الأملاح وتنقيتها جزئياً. وعند حضيض الحافة تقع عيون تنساب منها المياه العذبة إلى أرض السبخة. وتأخذ هذه المصبوبة في الارتفاع التدريجي إلى المنطقة السكنية الرئيسية في الواحة. وتحيط معظم المساكن بثل متخلف يدعى «بالجاره» التي تغطيها بقايا استحكامات دفاعية، وعنهما يحكى الأهالي قصصاً عن صمودها في وجه الغزاة منذ القدم.



شكل (١٨) استغلال أملاح السبخة؛ نتيجة للأبحاث الإيطالية حددت منطقة في السبخة مساحتها ١٥ كم^٢ وجد أنها تحوي تركيزات عالية من البوتاس. وفيها تم حفر شبكة من الحفر كل منها مساحتها ٢ م^٢ وعمقها ٥٠ سم. وإلى هذه الحفر كانت ترشح المياه المالحة من الطبقات الرملية والملحية السفلى. وفي خلال أسبوع، وتحت تأثير ظروف الصيف الحار، كانت الحفر تمتلئ بالأملاح التي كان يصل مقدار وزنها الصافي ٨٠ كيلو جرام من البوتاس من كل حفرة. وقد أنتج الإيطاليون ٢١,٠٠٠ طن عام ١٩٢٩ و ١٥,٠٠٠ طن عام ١٩٤٠، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية. ويقدر الاحتياطي الظاهر بمقدار ١,٦ مليون طن من أملاح البوتاسيوم المحتوية على ٤٠% أكسيد بوتاسيوم و ٧,٥ مليون طن من كلوريد المغنسيوم. وعن طريق المجسات اتضح وجود طبقة ملحية سمكها ٨ م من الكلوريدات والكبريتات. لاحظ إحدى قور الخفيف في مؤخرة الصورة.

وفوق هذه المصطبة الفسيحة الموجة تنتشر مزارع النخيل وقليل من المحصولات التقليدية حول بضع عشرات من العيون الطبيعية. والترية بنية فاتحة اللون، وحبيباتها رمالية دقيقة إلى غرينية، وتختلط بها هنا وهناك حبيبات حصوية. ويبدو أن سمك الرواسب المائية والهوائية يصل إلى ١٠ متر وأكثر، ذلك أن أعماق الآبار قد تزيد على هذا القدر، وتتركب القيعان والجدران من تلك الرواسب. وليس من شك في أن تلك المصطبة تمثل منسوباً للبحيرة القديمة (انظر نشأة المنخفض في الصفحات التالية) التي كانت آخذة في الانحسار التدريجي صوب أعماق أجزائها أي نحو الشمال.

نشأة المنخفض

نحن نستبعد النشأة التكتونية للمنخفض: فلا هو بغور انكسارى Graben، ولا هو بثنية التوائية مقعرة فسيحة هينة الميل والانحدار كما يدعى ديزيو. فكل الوسط الجيولوجي الذي يقع فيه المنخفض بما فيه الحافات المشرفة عليه من كل الجهات يتركب من طبقات صخرية تميل جميعها ميلاً هيناً نحو شمال الشمال الشرقي. ومن ثم فليس هناك تقابل في الميل الطبقي بحيث يمكننا أن نتصور ثنية التوائية مقعرة حوضية محلية تميل صوب محورها الطبقات الصخرية.

وفي الوقت الذي فيه نستبعد النشأة التكتونية لا ينبغي أن نهمل العامل الجيولوجي. فعلى الرغم من أن كثيراً من الجيومورفولوجيين يرجعون نشأة مثل هذه المنخفضات الصحراوية الضخمة لفعل عامل النحت أو عامل الاكتساح الهوائي أو كليهما معاً، إلا أننا نميل إلى الاعتقاد بضرورة وجود نمط من أنماط الضعف الجيولوجي في المنطقة الأصلية كي تكون بمثابة بيئة صالحة لفعل عوامل التعرية سواء كانت تتمثل في الماء الجارى أو في الهواء المتحرك.

والضعف الجيولوجي في منطقة ما يتمثل في كسور تصيبها أو في التواءات تعترئها، ومن هذا ومن ذاك تخلو منطقة مراده تماماً. وقد يتمثل الضعف الجيولوجي في نطاق صخرى حدى عنده تتلامس صخور متفاوتة الصلابة تنتمى لعصرين مختلفين بالإضافة إلى ضعف تلك الصخور أو بعضها وقابليتها للتأثر السريع بعمليات التجوية والتعرية، وهذا ما نجده بصورة مثالية في إقليم هذا المنخفض. فالقاع المالح للمنخفض يقع الآن عند منسوب اتصال التكوينات التابعة للميوسين الأسفل والتكوينات التابعة للأوليغوسين وإلى الشمال من هذا القاع نشاهد في الحافات العالية طبقات صخرية تنتمى للميوسين الأسفل والأوسط. وهى تتركب من تتابع طبقي من الصخر الجبرى والشيل الرمادى والمخضر،

والشيل الرملى والمارل والجبس والصخر الرملى. أما فى الجنوب فيحد السبخة تكوينات أوليجوسينية تميل ميلاً هيناً صوب الشمال.

وقد أشار ديزيو، ومعه حق، إلى وجود انتقال بين رواسب ميوسينية بحرية، ورواسب لاجونية. فالمواد المتخلفة فى قاع السبخة توضح تتابعاً طبقياً لتكوينات صصلالية مالحة وصخور رملية بالإضافة إلى طبقات من الصخور الملحية، وتوجد حفريات غنية من الرخويات اللاجونية. كما تتركب التلال المتخلفة (القور) التى ترصع قاع السبخة من طبقات صخرية من الجبس القابل للإذابة فى الماء، والشيل، والشيل الرملى. وكل هذه الحقائق تشير إلى أن جزءاً عظيماً من التكوينات الميوسينية المحتوية على الأملاح قد تآكلت وأزيلت من المنطقة بطريقة أو بأخرى.

وتصورنا نشأة المنخفض وتطوره حتى أصبح بشكله الحالى نجمله فى الآتى: عندما كان البحر الميوسينى آخذاً فى الانحسار، كانت منطقة مراده بمثابة لاجون ضحل، وعلى اتصال به، وفيها تراكمت الرواسب اللاجونية بالإضافة إلى التكوينات البحرية الميوسينية الأصلية. وما لبث أن انحسر البحر تماماً وانقطعت الصلة بينه وبين اللاجون التى جفت بالتسرب والتبخر وأصبحت فى هيئة تجويف ضحل فى وسط من الصخور الجيرية الميوسينية السطحية.

وابتداء من عصر البلايوسين توالى على المنطقة ظروف الجفاف والمطر على النحو الذى سبق لنا شرحه، ومن ثم ساهم فعل المياه والتعرية الهوائية فى حفر هذا التجويف المستطيل وتعميقه وتوسيعه. وفى أثناء فترات المطر كانت المنطقة تتلقى كميات كبيرة من المياه عن طريق مباشر هو التساقط، وعن طريق التدفق السطحي أيضاً.

وكان تأثير المياه ذا شقين؛

الشق الأول، يتمثل فى فعل ماء المطر المحتوى على غاز ثانى أكسيد الكربون وتأثيره فى تحليل وإذابة الصخور الجيرية والجبس والأملاح. وقد استطاعت المياه أن تنشئ كهوفاً ومجارى باطنية محدودة مازالت تتسع وتتشعب وتسترقق سقفها ثم تنهار، كما تكونت فجوات وحفر وبالوعات وكلها ظواهر تشبه ما نجده الآن فى مناطق الكارست الجيرية الرطبة. وأخذت تلك الحفر والفجوات تتسع وتتشابك، ويتصل بعضها ببعض منشلة لمنخفضات أكثر اتساعاً...

وقد كانت المواد الذائبة تغور فى الأعماق أو تجد لها طريقاً صوب الشمال خلال الطبقات الصخرية التى تميل فى ذلك الاتجاه. أما المواد المتخلفة الصلبة فكانت تتعرض للسفى بواسطة الرياح حالما تجف خصوصاً فى النصف الصيفى من السنة. وكانت عملية

النحت والاكساح بواسطة الرياح تعظم ويشدد أثرها بالطبع أثناء الفترات الجافة .
والشق الثاني، لتأثير المياه يتمثل في الماء الجارى . وهذا قد نستطيع تصور وجود نهر يسير مع الاتجاه العام لمحور المنخفض، وهو غربى شرقى . ولكننا مع هذا نتصوره نهراً راكداً أو شبه راكد، إذ أن علو الحافة الشرقية فى مثل ارتفاع الحافة الغربية . وإذا جاز لنا أن نعتبره نهراً تنصرف مياهه بالتبخز والتسرب شمالاً، وشرقاً إلى منخفض مهاييجا Meheirija وإلتا El-Etla اللذين يليان منخفض مراده شرقاً، فلقد كان نهر مضرب يسير مع اتجاه مظهر الطبقات . وإليه كانت تنصرف مياه عشرات بل مئات المسيلات المائية من كل الجهات، تلك المسيلات التى تركت آثارها فى عديد من الأودية الجافة التى جرى بعضها تابعاً لميل الطبقات، وهى الآتية من الجنوب، أو عكس ميل الطبقات، وهى الآتية من الشمال، أو مع المضرب وهى الصادرة من الغرب . وإلى تلك الأودية يرجع سبب التمزق الشديد الذى أصاب هوامش الهضبة من حول قاع المنخفض .

من هذا نرى أن المنخفض قديم النشأة، وأن تكوينه بدأ منذ انحسار البحر الميوسينى، وأن العوامل المسؤولة عن حفرة وتشكيله مع هوامش الهضبة المحيطة به تتمثل فى فعل المياه والرياح التى تناوبت التأثير فى المنطقة، طوال فترة طويلة من الزمن امتدت من بداية عصر البلايوسين عبر عصر البلايوستوسين إلى عصر الهولوسين . ومنذ حوالى بداية الألف الثالثة قبل الميلاد، بدأت نحل بالإقليم ظروف المناخ الصحراوى الحالية بعملياتها الجيومورفولوجية المعروفة، وهى التى خلعت عليه اللامسات المظهرية التى يبدو بها فى وقتنا الحالى .

المراجع

- جودة حسنين جودة: (١٩٦٤)، الاكتساح والتحت بواسطة الرياح، مجلة كلية الآداب، جامعة الإسكندرية.
- _____: (١٩٦٦)، العصر الجليدى، أبحاث فى الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوسين. منشورات جامعة بيروت العربية، بيروت.
- _____: (١٩٧١)، عصور المطر فى الصحراء الكبرى الإفريقية. بحث فى الجيومورفولوجيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع، مجلة كلية الآداب جامعة الإسكندرية.
- خريطة ليبيا الجيولوجية: مقياس ١ : ٢٠٠٠,٠٠٠ نشرت عام ١٩٦٤.
- لوحة مرادة، وتحمل رقم ١٢ من مجموعة خرائط مصر وبرقة مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠، أنشأها الإنجليز لأغراض حربية فى نوفمبر ١٩٤٢.
- عبد العزيز طريح شرف: (١٩٧١)، جغرافية ليبيا، طبعة ثانية، الإسكندرية.
- Bakker, J.P. & other: (1950), Theory on central rectilinear recession of slopes. Kon. Neder. Akad, v. Weten. Proceedings Series B, 53, pp. 1073 - 1084.
- Bauling, H.: (1950), Essais de Géomorphologie. Paris.
- Blackwelder, E.: (1942), The Process of mountain sculpture by rolling debris, Jour. of Geom., 5, pp. 325 - 328.
- Cotton, C.A.: (1952), The Erosional grading of convex and concave slopes. Geog. Jour., 118, pp. 197 - 204.
- Davis, W.M.: (1899), The drainage of Cuestas, Proc. Géol. Assoc., vol. 16.
- Department of Geological Research, and Mining: (1970), The Sebkhah of Marada. Transl. fr. "Lesplorazione Mineraria Della Libya" by A. Disio, Milano, 1943, pp. 170 - 262.
- Gilbert, G.K.: (1909), The Convexity of hilltops. Journal of Geology, 17, pp. 244 - 351.
- Lawson, A.C.: (1915), The epigene Profiles of the desert. Univ. of California Depart. of Geol. Publication, No. 9. pp. 23 - 48.

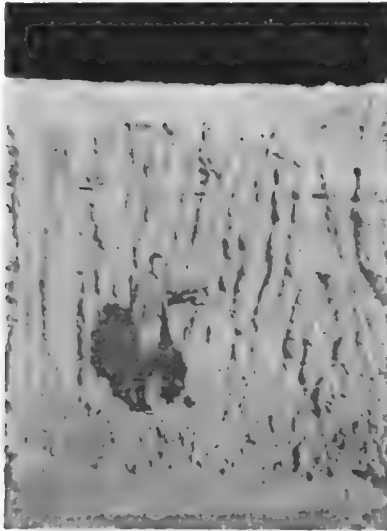
- _____: (1932), Rain-wash erosion in humid regions. Bull. of the Geol.Soc. of America, 43, pp. 703-724. - Lehmann, A.C.: (1933) Morphologische Theorie der Vervitterung. Steinschlagwänden. Viertel. d. Naturf. Gesell. in Zuerich, 87. pp. 83 - 125.
- Penck, W.: (1924), Morphological Analysis of Landforms. English translation by H. Czech and K.C. Boswell, London 1953.
- Strahler, A.N.: (1950), Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Amer. Jour. of Sc., 248, pp. 673 - 696.
- Wood, A.: (1942), The development of hillside slopes. Proceedings of the Geologist's Association, 53, pp. 128 - 140.
- Woldstedt, P.: (1973), Das Eiszeitalter. Stuttgart.
- Wurm, A.: (1953), Morphologische Analyse und Experiment Hangentwicklung, Einebenung, Piedmonttreppen, Zeitsch. für Geom. 9, pp. 57 - 58.

البحث الثالث

تكوينات اللوس

يهتم الباحثون في أوروبا وفي أمريكا الشمالية اهتماما كبيرا بدراسة تكوينات «اللوس» إذ أنها بجانب الدرجات النهرية، تستخدم أساسا لتأريخ العصر الجليدى وتصنيفه، فكلا الظاهرتين قد تكونتا أثناء الفترات الجليدية بدرجات متفاوتة، وكلاهما يرتبط ارتباطا كبيرا بالتذبذبات المناخية التي سادت ذلك العصر وخصوصا تكوينات «اللوس». وقد درس العديد من قطاعات «اللوس» في كثير من مناطقه بأوروبا وحررت النتائج مثمرة في تأريخ العصر الجليدى وفي الكشف عن كثير من أسرارهِ.

ويمثل نراكم «اللوس» تأثيرا غير مباشر من تأثيرات الجليد على الأراضي المحيطة به Periglacial area، وخاصة في أوروبا وأمريكا الشمالية، ولكننا هنا لن نقتصر الدراسة على



شكل (١) اللوس، يميل إلى تكوين حوائط ...

واللوس، الذي يرتبط تكوينه ارتباطاً وثيقاً بالثلاجات وإنما ندرسه كظاهرة عالمية على سطح الأرض. وما كتب عن اللوس، كثير مفرط في الكثرة، وطبيعي أن الوفرة أصعب في تنظيمها من القلة.

تركيب اللوس : Loess

يتتركب «اللوس» من الوجهة البتروجرافية من تكوينات دَقِيقَة الحبيبات بنية اللون فاتحة أو مصفرة وأحياناً رمادية، ومن السهل تفتيتها وسحقها بين الأصابع وملمسها ناعم كما أنها تحتوي على نسبة من كربونات الكالسيوم. والتكوينات غير طباقية في الغالب، ويكتنفها ويختلط بها الكثير من الأنابيب أو الشعيرات الكلسية الدقيقة في وضع رأسى (أنظر شكل ١). ويميل اللوس إلى تكوين حوائط رأسية ويبقى في ذلك الوضع فترة طويلة دون أن ينهار. وحينما يقول K. Keilhack (١٩٢٠) بأنه لا يوجد على سطح الأرض نوع من التكوينات الرسوبية كاللوس في سعة انتشاره وفي احتفاظه مع ذلك بنفس الخصائص والتركيب، وحينما يدعى F.V. Richthofen (١٨٧٧) أن «لوس» أوروبا يماثل «لوس» الصين، ولا يختلف عن «لوس» أمريكا الشمالية، فإن هذا وذاك قد يجوز للنظرة العامة. فقد أثبتت الأبحاث الحديثة وجود اختلافات كبيرة في التركيب الميكانيكي والتركيب الكيماوي من مكان لآخر.

وفي معظم تكوينات اللوس يسود توزيع معين للحبيبات المكونة له يوضحها الجدول الآتي: (Scheidig - ١٩٣٤، G. H. Gouda - ١٩٦٢).

	{	أكثر من ٢ مم
%٠,٥-٠,٠		من ٢ مم - ١ مم
		من ١ مم - ٠,٥ مم
%٣-٠,٥		من ٠,٥ مم - ٠,٢ مم
%٧-١		من ٠,٢ مم - ٠,١ مم
%٤٠-٨		من ٠,١ مم - ٠,٠٥ مم
%٧٠-٥٠		من ٠,٠٥ مم - ٠,٠٢ مم
%٣٩-١٦		أقل من ٠,٠٢ مم

ويلاحظ أن الحبيبات التي يتراوح قطرها بين ٠,٠٥ - ٠,٠١ مم هي السائدة (أنظر الرسوم البيانية في Grahmann ١٩٣٢ و Gouda ١٩٦٢) كما أن نسبة المسام في التكوينات عالية إذ تتراوح بين ٤٠ - ٤٧ ٪ (انظر Koelbl ١٩٣٠).

ويتميز اللوس بانظام في طبيعته ومظهره، ومرد ذلك إلى أن غبار اللوس الذي تحمله الرياح يهبط ببطء، وتتراكم ذراته متشابهة متقاربة الحجم. ومع هذا نجد اختلافات

بيئة في التركيب الميكانيكي في مختلف مناطق توزيع اللوس بل وفي بناء القطاع الواحد. ففي بعض قطاعات اللوس السويسري نجد مستوى أو أكثر - خصوصاً قرب قاعدة القطاع يتميز بوجود رمال خشنة وناعمة. مثل تلك المستويات الرملية نجدها أيضاً في كثير من قطاعا اللوس الأوروبية، وهي ظاهرة يتعلق تفسيرها بتغير قوى الرياح. والتباين في حجم ذرات اللوس يظهر جلياً على الخصوص في تكوينات الأودية الضيقة والأراضي المناخمة للأنهار (H. Breddin 1926 - 1927، E. Schonhals 1950، 1951، 1952) وينبغي أن نشير هنا إلى أن هذا الأمر لا يقتصر على تناوب مستويات من الرمال مع أخرى من اللوس المثالي، لكنه يتعدى ذلك إلى ذبذبات في توزيع أحجام الذرات في القطاع الواحد حتى أنه يصعب أحياناً تحديد درجة التجوية في مستوى معين بواسطة التحليلات الميكانيكية.

وتتركب حبيبات اللوس بتروجرافيا من 60 - 70% من الكوارتز و 10 - 30% (أحياناً تصل إلى 40%) من كربونات الكلسيوم، ومن حوالي 10 - 20% من الفلسبار بأنواعه والميكا، ومن المعادن الثقيلة الجرانات Granat والإبيدوت Epidot والهورن بلند Hornblende (Doeglas 1949، Gouda 1962). فالكوارتز إذن هو المعدن الغالب في تكوين اللوس.

وتوجد كربونات الكلسيوم في اللوس عادة على هيئة غلاف رقيق يحيط بحبيبات الكوارتز وغيرها من المعادن المكونة له. ونسبة الكربونات في الرواسب ترتبط ارتباطاً وثيقاً بالمصدر الذي اشتق منه اللوس. فكلما كان المصدر الصخري غنياً بالتكوينات الجيرية زادت نسبة الجير في رواسب اللوس. وقد أثبت بعض الباحثين (Schonhals 1952، Brunnacker 1954، Gouda 1962) الارتباط الدقيق بين حجم الذرات ونسبة الكربونات التي تحتويها التكوينات، فحينما تدق حبيبات اللوس تزيد نسبة الكربونات، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيري الرقيق الذي يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك الذي يحيط بالذرات الخشنة.

وكربونات الكلسيوم التي توجد عادة في اللوس موزعة توزيعاً منتظماً كثيراً ما تتغير بمرور الزمن ويتأثر ظروف معينة. فهي قد تتحول إلى أشكال متحجرة تعرف في «لوس» أوروبا باسم أطفال اللوس. Loess Kindeln وأحياناً تترسب في صحائف أفقية تعرف باسم التوسكا Tosca في لوس البمبا Pampa بالأرجنتين.

ويتميز اللوس أصلاً بنسبة عالية من الذرات التي يبلغ قطرها بين 0.05 - 0.1 مم. ولكنه حين يتعرض للتجوية فترة طويلة تزداد نسبة الصلصال (أقل من 0.02 مم) نتيجة لإبعاد الغشاء الكلسي الذي يحيط بالذرات (Gouda 1962) وحينئذ ينشأ عن اللوس ما

يسمى Loeslehm أو الـ Loamification = Verlehmungszone في بناء القطاع، وهذه عادة تميز المستويات التي تنشأ في المراحل الدفينة القصيرة interstadial. وحينما تغسل الرواسب نهائياً مما تحتويه من كربونات الكلسيوم تبدأ عملية التجوية بالنسبة للسيليكات نفسها.



شكل (٢) بيئة اللوس في الصين - محافظة شانسي

وحينئذ تبدأ عملية تحول في الذرات. فتنشأ ذرات صلصالية جديدة أدق، وبذلك ترتفع نسبتها في التحليل الميكانيكي إلى درجة كبيرة، وتتغير بذلك طبيعة التكوينات الأصلية مكونة تربة تنمحي فيها صفات اللوس الأولى أو تكاد، ويحدث ذلك غالباً أثناء الفترات الدفينة الطويلة Interglacial.

ويرى Brandtner (١٩٥٤ - ١٩٥٦) أن النقص في نسبة كربونات الكلسيوم في مستوى معين من قطاع لوس بالنسبة للمستويات الأخرى. يشير إلى تجوية حدثت في فترة دفينة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوية إلى تكوين تربة.

توزيع اللوس :

تنتشر تكوينات اللوس انتشاراً كبيراً في أنحاء اليابس، ويتضح من خريطة توزيعه (Scheidig ١٩٣٤) أن أكبر مناطق انتشاره تقع في وسط آسيا وشرقها حيث يبلغ سمكه هناك أكثر من ٥٠٠ متر وهو سمك لا نظير له في مناطق توزيعه الأخرى. وهنا لا يزال تراكم اللوس مستمراً. أما في مناطق توزيعه الأخرى في أمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية وفي أوروبا، فإن تراكمه قد ارتبط ارتباطاً وثيقاً بالفترات الجليدية إبان العصر الجليدي. فتكوينات اللوس في تلك المناطق ظاهرة تختص بها الأراضي التي كانت تتاخم الجليد

والتي تأثرت بوجوده تأثراً غير مباشر Periglacial. ولهذا من الممكن كما يقول Grah-mann (١٩٣٢) أن نميز نمطين من اللوس أحدهما قارى والآخر جليدى (بالمعنى المناخى).

وفى غرب ووسط أوروبا يمتد شريط من تكوينات اللوس من ساحل بريتانى عبر حوض باريس وجنوب بلجيكا إلى وسط وجنوب ألمانيا وشمال سويسرا ثم إلى إقليم شليزين Schlesien وبوهيميا، كما يمتد عبر جنوب المجر ورومانيا إلى جنوب روسيا، ويسير الحد الشمالى لتوزيع اللوس فى ألمانيا متتبّعاً خطاً كثير التعرج يبدأ من Achen ويسير مع الحافة الشمالية لإقليم Sauerland إلى المنحدرات الشمالية لمرتفعات Wie-hen و Weser، ثم يتتبع خطاً يمر بمدن Braunschweig و Magdeburg و Leipzig و Dresden و Liegnitz و Oderberg. ويزداد سمك التكوينات فى الأقاليم الجنوبية من نطاق اللوس الألمانى خاصة فى مقاطعات Schlesien و Sachsen و Thuringen. ويبلغ السمك أقصاه فى وادى الراين فى جنوب ألمانيا حيث يصل إلى ٣٠ متراً.

ومعلوماتنا عن اللوس فى شرق روسيا قليلة نسبياً، ويحتمل أنه يمثل هناك نمط انتقال إلى اللوس القارى الآسيوى، وتكوينات اللوس لا ترتفع على المنحدرات الجبلية فى غرب أوروبا ووسطها إلى أكثر من ٦٠٠ متر. أما فى الشرق فى مرتفعات الكريات وفى قلب آسيا وشرقها على الخصوص، وفى أمريكا الشمالية، فإنه قد يوجد على ارتفاعات شاهقة، فى الصين مثلاً يصعد اللوس إلى أكثر من ٣٠٠٠ متر.

ولا توجد تكوينات اللوس دائماً حيث تراكمت فى الأصل، فأحياناً تجرفها عوامل التعرية من مياه أمطار وجليد ورياح وانسياب التربة Solifuction من موطنها الأصلى، وتعيد إرسابها فى مكان آخر ويحدث ذلك غالباً فى الأراضى الشديدة الانحدار.

وتتميز المنحدرات التى تواجه الغرب فى وسط أوروبا وغربها بأنها تخلو من اللوس، وتلك ظاهرة يعللها كثير من الباحثين بأنها مجرد تراكم غير متكافئ على المنحدرات، ونزجها نحن إلى الرياح الغربية المطيرة السائدة التى تستطيع هنا بسهولة أن تكتسح معها تكوينات اللوس الهشة.

ويختلف اللوس الذى نقل وأعيد إرسابه بواسطة مياه الأمطار أو الجليد أو الرياح أو انسياب التربة عن اللوس الأصلى المثالى بأنه يترسب فى شكل طبقات، تختلط بذراته الأصلية تكوينات خشنة وعادة يخلو من الكريونات التى تغسل منه أثناء نقله، كما يحتوى على نسبة أكبر من أكاسيد الحديد والمنجنيز. ويطلق على هذا النوع «لوس المنحدرات Alluvial Loess أو Residual Loess = Slope - Loess = Gehaengelloess Schwemmloess». وينتمى إلى تكوينات اللوس أيضاً ما يعرف فى شمال ألمانيا باسم

Flottsand أو الـ Schleppsand و الـ Flottlehm، وهى تكوينات تنتشر على الخصوص فى إقليمى Fleeming و Luenerburger وإلى الغرب منهما. وتتربك من تكوينات رملية دقيقة تشبه اللوس، وعادة تخلو من الكربونات، ولكنها فى طبيعتها تمثل بلا شك نمطاً من أنماطه. وكان أول من استرعت نظره فوصفها الباحث Linstow (١٩٠٢)، وهى تنتشر هنا فى شريط يتراوح اتساعه بين ٢ - ٥ كم ويصل طوله إلى ٥٥ كم، ويمتد من جنوبى Jueterbog إلى Belzig. ويبلغ سمك التكوينات بين ١,٥ - ١ م وأحياناً يصل إلى ٢ م. وهنا تحتوى التكوينات على كربونات الكالسيوم كاهى الحال فى اللوس المثالى. وفى إقليم Luenerburger Heide تنتشر أيضاً تكوينات مشابهة وصفها J. Stoller (١٩١١)، كما درس F.Dewers (١٩٣٢) منطقة شبيهة بذلك فى جنوبى برمين Bremen، وأما المساحة التى تقع فى شرقى Mark Brandenburg فقد بحثها B. Dammer (١٩٤١). ويجمع الباحثون على أن تلك التكوينات ما هى إلا قسماً من اللوس، أو مرحلة تكاد تكون الأخيرة فى تكوينه فهى شديدة الشبه به.

وقد ثبت الآن بما لا يدع مجالاً للشك بأن اللوس لم يتم تراكمه فى فترة واحدة، بل تراكم على مراحل مختلفة فى أثناء عصر البلايوسين فى كثير من القطاعات يرتكز اللوس الحديث على مستويات أخرى منه أقدم. وفى الأجزاء العليا من كل مستوى نجد اللوس قد تحول إلى Loamy - Loess (Verlehmungszone). ولما كان تمييز طبيعة تلك المستويات اللومية من الوجهة البيدولوجية فى كثير من الأحيان ممكناً، فقد أصبح فى الإستطاعة الإستدلال والتعرف على الظروف المناخية التى سادت أثناء تكوينها (انظر على سبيل المثال Brandtner ١٩٥٠، ١٩٥٤، ١٩٥٦، Gouda ١٩٦٢، Fink ١٩٥٤، ١٩٥٥، ١٩٥٦، Schonhals ١٩٥٠، ١٩٥١، ١٩٥٢).

وكما فى أوربا يعتبر اللوس ظاهرة هامة فى أمريكا الشمالية أيضاً باعتبارها مظهراً تراكمياً فى الأراضي المتاخمة لمناطق الجليد البلايوسينى. ويبلغ اللوس هناك أوج نموه فى ولاية Illinois و Iowa و Nebraska و Kansas و Missouri. وتصل تكويناته فى ذلك النطاق أقصى سمكها على حواف أودية الأنهار، ويرق سمكها عند مناطق تقسيم المياه وهى تمتد على طول وادى المسيسبى حتى تكاد تصل إلى خليج المكسيك، وهنا يتركز معظمها على الجوانب الشرقية لسهول النهر، ولهذا ينبغى أن نفترض أن العامل الرئيسى فى تراكم التكوينات يتمثل فى الرياح الغربية. وكثيراً ما نجد تكوينات اللوس هناك تنحصر فى القطاع الرأسى بين رواسب جليدية. وفى قطاع وصفه G. F. Kay (١٩٣١) فى منطقة مدينة Iowa تبدو، تحت مستوى آخر من اللوس الأقدم الذى يرتكز بدوره على الركام السفلى لجليد Kansas. ويتراوح سمك اللوس فى أمريكا

الشمالية بين ٢ - ٣ متر، وفي حوض المسيسي يصل السمك إلى ١٢ م وأحياناً يناهز الثلاثين متراً.

حضريات اللوس الحيوانية :

تحتوى تكوينات اللوس الأوروبية على عدد من القواقع أصيلة فيه وهى قواقع برية دائماً، وأحياناً تختلط بالقواقع البرية بعض قواقع المياه العذبة، ولكن ذلك لا يكون عادة إلا فى الـ Schwemmloess الذى أختلط بمياه عذبة، وهناك ما لا يقل عن ٣٥ نوعاً من القواقع البرية عثر عليها فى تكوينات اللوس المثالية أهمها ثلاثة يكثر وجودها به وهى : *Trichia hispida* و *Pupilla muscorum* و *Succinea oblonga* . ويميز تكوينات اللوس أيضاً وجود بقايا حيوانات تعيش فى التندرا وفى الاستبس الباردة، وهى حيوانات ثديية وأخرى قارصة، يدل وجودها فى اللوس على أن مناطق وجوده الآن كانت تسودها ظروف التندرا أو الاستبس الباردة أثناء تكوينه.

نشأة اللوس :

كان اللوس فى رأى معظم الباحثين فى أوروبا وفى أمريكا الشمالية حتى أواخر القرن التاسع عشر عبارة عن رواسب مائية، تلك الرواسب تتمثل فى المواد الدقيقة العالقة فى المياه الذائبة من الجليد.

ولتوضيح نشأة اللوس البلايوسينى ينبغى أن نلاحظ طريقة نشأته الحالية ونتخذها كنقطة بداية لتفسير تكوينه فى الماضى. فحينما ننظر إلى اللوس كظاهرة عالمية سنجد أنه كما يقول Obrutschew (١٩٣٣) (قارن Merzbacher ١٩١٣) فى معظمه عبارة عن نتاج تأثير التعرية وتذرية الهواء فى الصحارى، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة، صخرية أو رملية، أو صلبة، صغيرة المساحة أو كبيرتها، وسواء كانت قاحلة خالية من النباتات، أو يسودها نوع من الاستبس الجافة، فتغطيها نباتات فقيرة قليلة لا تستطيع حماية الأرض من تأثير الرياح. وقد تم تراكم نتاج التعرية من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، لهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن تراكمت بفعل الرياح السائدة فى منطقة توافرت فيها ظروف تساعد على إرسابه، وهذه تتلخص فى مناخ جاف ووجود حشائش تلتقط ذراته. وكان أول من وصف طريقة تجمع اللوس F.V Richtshofen (١٨٧٧) الذى ذكر أن تراكمه فى سمك كبير لا يحدث إلا حيث توجد حشائش من نوع الإستبس تلتقطه وتحميه من التذرية، وتعمل جذور الحشائش بعد فنائها على إعطاء التكوينات خاصيتها المشهورة التى تتمثل فى نسيجها الشعرى. ولم يتأكد حتى الآن دور المياه فى إرساب اللوس القارى، ولكن يبدو أن بعضاً منه فى الصين قد حملته وأرسبته مياه الأنهار ثم أذرت غباره الرياح من السهول الفيضية بعد ذلك.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن مجموعة من الباحثين الروس وفي مقدمتهم L. S. Berg (١٩٣٢) ترى أن اللوس ليس إرساباً هوائياً، وإنما هو نتاج محلي *in Situ* لتجوية مختلف أنواع الأساس الصخري. ويرى Berg أن اللوس يتكون بعملية سماها «عملية تكوين اللوس» تؤثر فيها الظروف المناخية على وجه الخصوص، وتتم في كل أنواع الصخور ومنها أيضاً الركامات السفلى. حقيقة - كما سنرى فيما بعد - أن اللوس يمر بعمليات تحول قبل أن تكتسب تكويناته مميزاتها المثالية ولكن مما لا شك فيه أنه يتكون من مواد نقلتها وأرسبتها الرياح. ففي كل مكان أجريت فيه أبحاث بيولوجية وبتروجرافية دقيقة على المعادن المكونة للوس، وللطبقات الصخرية التي يتركز عليها، على الخصوص في هولندا (أبحاث Van Doormsal ١٩٤٥ و Doeglas ١٩٤٩ و Vink ١٩٤٩) وفي سويسرا (أبحاث جودة ١٩٦٢) وفي النمسا (أبحاث F. Brandtner ١٩٥٠ و ١٩٥٤ و J. Fink ١٩٥٤ و H. Holzer ١٩٥٥) توضح بجلاء أن تكوينات اللوس ليست مجرد نتاج تجوية الطبقات التي تتركز عليها بأى حال.

وتراكم اللوس في الأراضي المحيطة بالجليد البلايوستوسيني يعتبر ظاهرة استثنائية في تكوينه، فقد كانت هناك إبان الفترات الجليدية مساحات واسعة خالية من النباتات، تمكنت الرياح من تذرية موادها الدقيقة.

وفي هذا يبرز التشابه بين تكوين اللوس البلايوستوسيني واللوس القارى الحالى. وكانت تلك الأراضي الشاسعة التي تخلو من النباتات أوتكاد تتمثل على الخصوص في السهول الفيضية للأنهار التي منحت اللوس موادها الدقيقة. ومثل هذا يحدث في أعالي نهر الراين كنمط حديث في تكوين اللوس وصفه R. Lauterborn (١٩١٢) و Schmidle (١٩٠٨). فحالما تجفف رياح الفون Foehn الشطوط الحصوية لنهر الراين في واديه جنوبى بحيرة كونستانس، سرعان ما تبدأ عملية التذرية للمواد الترابية الدقيقة في شكل عاصفة هائلة يغبر الجو بسببها، ثم ما يلبث الغبار أن يتراكم على جوانب الوادى مكوناً لتكوينات اللوس.

ويشاهد مثل هذا أيضاً في الأراضي المحيطة بالجليد الحالى، مثال ذلك ما يتراكم من غبار اللوس في الجانب الشمالى للثلاجة الأيسلندية (Woldstedt) Vatnajokulls (١٩٣٩). فحينما تنحسر المياه عن السهول الفيضية التي ترسبت عليها المواد الدقيقة التي جلبتها المياه الذائبة، ما تلبث الرياح أن تحمل ذرات الغبار وتنقلها بعيداً لتعيد إرسابها. ومثل هذه المشاهدات سجلها أيضاً W. H. Hobbs (١٩٣١) على جوانب الغطاء الجليدى في جرينلندا.

ومما لا شك فيه أنه أثناء الفترات الجليدية كانت المساحات الواسعة والواقعة أمام

الجليد، والتي تراكمت عليها مختلف المواد التي جرفها الجليد وأرسبتها مياهه الذائبة في شمال أوروبا، ومثلها الأراضى التي كانت تقع أمام جليد مرتفعات الألب، كانت هذه وتلك مورداً ضخماً لتكوينات اللوس الذي تراكم في وسط أوروبا. وكانت الأنهار التي تنبع من المرتفعات الوسطى مصدراً أيضاً لتكوينات اللوس، فقد كانت تحمل كميات هائلة من المياه والرواسب أثناء فيضاناتها في الربيع حين ذوبان الجليد، وكانت المواد الدقيقة ترسب في السهول لتذريها الرياح حين جفافها. وقد استطاع W. Fauler (١٩٣٦) أن يثبت أن اللوس في المنطقة الممتدة بين Achen و Offenburg في وادي الراين قد أذرتة الرياح من السهول الفيضية لذلك النهر. ولقد أشار F. Weidenbach (١٩٥٢) إلى أن المجارى الدنيا للأنهار الكبيرة كانت تمتد أثناء الفترات الجليدية في الأراضى التي تشغلها البحار، إذ أن مستوى سطح المحيطات كان ينخفض حينئذ بمقدار ٩٠ متراً أو أكثر. لهذا كان من الممكن تذرية المواد الدقيقة من الأراضى الفيضية في تلك الجهات التي ساهمت في تكوين «لوس» بريفاني وجزر القنال. وليس بعيد أن تكون رواسب الشواطئ البحرية التي انحسرت عنها مياه البحار قد ساهمت أيضاً في تكوين اللوس في تلك الجهات ولكن هذه مسألة مازال محل جدال.

وظروف تكوين اللوس في القسم الأوسط من وادي الراين تتمثل أيضاً في وادي نهر الميسيبى في أمريكا الشمالية. فقد كان الميسيبى الوادى الرئيسى لتصريف القسم الأكبر من المياه الذائبة من الغطاء الجليدى الأمريكى الضخم. ولقد أثبتت الأبحاث التي قام بها G. D. Smith (١٩٤٢) وآخرون الصلة بين تكوين اللوس وعظم سمكه، خصوصاً على الجانب الشرقى لوادى النهر، وبين سهوله الفيضية وتوضح تلك الصلة خريطة لمنطقة II- linoi رسمها Leighton & Willmann (١٩٥٠) يتبين منها أن سمك اللوس يبلغ أحياناً أكثر من ٧ م عند حواف النهر مباشرة، ثم يتناقص السمك تدريجياً إلى أن يصل إلى نحو ٥,٠ م فقط على السهول العليا. وتدف ذرات اللوس أيضاً كلما قل السمك بالاتجاه نحو الشرق، فبينما يبلغ متوسط حجم الذرات ٠,٣٣ مم على بعد ١ كم من ضفة النهر، إذ به يتناقص إلى ٠,١٥ مم على بعد ١٥٠ كم. وهذه الشواهد تدل على أن الرياح الغربية هي المسئولة عن تذرية غبار اللوس من وادى الميسيبى وحملها وإرسابها على النمط السالف الذكر.

والى جانب السهول الفيضية للأنهار كانت هناك مناطق أخرى تعتبر مصادر لتكوينات اللوس. فقد أشار كل من G. Beskow (١٩٣٠) و A. Duecker (١٩٤٧) إلى أهمية فعل الصقيع في الأراضى التي كانت تقع قرب مناطق الجليد، ففيها توجد تربات

تتركب من مواد دقيقة تسود فيها الذرات التى يبلغ قطرها بين ١,٠ مم - ٠,١ مم، ويرى Beskow أن تلك الذرات ما هى إلا نتاج تفكك الصخر بفعل الصقيع.

وبهذه الطريقة تنشأ تكوينات تشابه اللوس فى حجم حبيباتها. وفى فصل الصيف كانت تجف تلك المواد الدقيقة تمهيداً لحملها بواسطة الرياح. وقد كانت تحركات التربة التى ترتبط بفعل الصقيع تؤدى دائماً إلى إظهار مواد جديدة على السطح ما تقتضى أن تزيها الرياح. بهذا يمكن القول أن الأراضى التى كانت تقع على حواف الجليد والتى كانت تعاني فعل الصقيع قد ساهمت بقسم وافر فى تكوين اللوس .

تراكم غبار اللوس وعمليات التحول التى تصيبه :

تحمل الرياح التى تمتاز بقوة معينة أياً كان اتجاهها غبار اللوس وتلقى به فى مكان آخر، فيه يبقى متراكماً ما دامت الرياح السائدة بمنأى عنه أى حيث تميمه طبيعة الأرض والنبات من فعل الرياح. ولهذا نجد اللوس فى مناطق معينة من وسط أوربا متراكماً على المنحدرات الشرقية بينما يندم وجوده أو يقل على المنحدرات التى تطل على الغرب. وهنا يبدو أن الأمر لا يعدو أن يكون نوعاً من تراكم اللوس فى ظل الرياح السائدة، ولكن التيارات الهوائية التى تصعد على جوانب المرتفعات الشديدة الإنحدار تستطيع أيضاً أن ترسب غبار اللوس فى الجانب المواجه للرياح السائدة، فتراكم اللوس لهذا لا يقتصر على الرياح. ولتثبيت غبار اللوس يبدو أن بيئة الحشائش المتفرقة هى أصح ما تكون لذلك. و«لوس» التندرا كما سماه بيدل J. Buedel (١٩٤٩) الذى تراكم فى غرب أوربا ووسطها يصف بيئته F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) بقوله : «أنها سهول فسيحة ومنحدرات كانت تغطيها الطحالب والحشائش الفقيرة وبعض الشجيرات القصيرة المبعثرة، أما الأشجار العالية أو الغابات فلم يكن لها فى تلك البيئة وجود». وقد ذكر J. Buedel (١٩٥١، ١٩٦٠) أن الحد الشجرى كان يقطع منطقة اللوس فى شرق أوربا أثناء فترة جليد الفورم Wuerm، بينما بقيت حدود انتشار الغابات إلى الجنوب من المناطق الرئيسية لتوزيع اللوس وذلك بسبب قلة التساقط. وبهذا استطاع Buedel - علاوة على «لوس التندرا» فى غرب ووسط أوربا - أن يفرق بين نمطين آخرين من مناطق توزيعه فى شرق أوربا، وهما «لوس الاستبس» و«لوس الاستبس الشجرية».

وحينما يتجمع غبار اللوس فى مكان ما ويبقى فيه، تبدأ عمليات التحول فى خلق اللوس المثالى من غبار اللوس. وهذه العمليات تظل دائبة أثناء تجمع غبار جديد. وأهم هذه العمليات هى عملية التحول التى تقوم بها كربونات الكالسيوم. فهذه الكربونات تظهر أصلاً فى غبار اللوس فى شكل حبيبات منفردة أصلها نتاج تفتت الصخر الجبرى. وفى تكوينات اللوس تبدو الكربونات فى صورة أغلفة تحيط بالذرات الأخرى المكونة له. لهذا

ينبغي أن يكون قد حدث تحول في طبيعة الكربونات. ويتدخل في تحويل التكوينات عملية التجوية الكيماوية التي تتمثل هنا في الإذابة Soluton والتميو Hydration ويعتقد R. Ganssen (١٩٢٢) أن المسؤول عن حدوث عمليات التحول في اللوس وجود تربة تتناوبها الرطوبة والجفاف، وفي رأيه أن اللوس نتاج عملية التميؤ التي تحدث في تكوينات تتميز بدقة الحبيبات ولكنها فقيرة في ذرات الصلصال وغنية في حامض السليكا. مع وجود نسبة من كربونات الكلسيوم. وإلى جانب عملية التجوية الكيماوية تحدث عملية أخرى طبيعية، وهي عملية تغليف ذرات المعادن المكونة للوس بكربونات الكلسيوم. ويسبب هذا وذاك تنشأ حبيبات يتراوح حجمها في معظمه بين ٠,١ - ٠,٥ مم والذرات ذات القطر سالف الذكر هي التي تكون القسم الأكبر من رواسب اللوس وهذه الحقيقة كانت مشكلة كثر الجدل فيها، وقد قدم Ganssen لحلها عمليات التجوية الكيماوية والطبيعية. وتشارك في تكوين ذرات اللوس المثالية ذرات الغبار التي يبلغ قطرها أقل من ٠,١ مم. فهذه تتحول أيضاً بفعل التجوية الكيماوية بتغليفها بغشاء من كربونات الكلسيوم إلى ذرات يبلغ قطرها بين ٠,١ مم - ٠,٥ مم، وعلى هذا النمط يفسر التشابه والانسجام في تركيب مختلف تكوينات اللوس رغم تباين المناطق. فبينما تعمل التجوية «الرطبة» على إذابة كربونات الكلسيوم وإبعادها وغسل التربة منها. إذ بعملية التميؤ «الجافة» تعمل على مجرد توزيعها في التربة دون تغيير يذكر في طبيعتها.

ويرى F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) أن اللوس لا يعدو أن يكون مجرد تربة. مما لا شك فيه أن اللوس البلايوستوسيني يمثل الآن تربة جافة قديمة. وهو الآن «قديم» Fos-sil، لأن الصحارى التي كونته لم يعد لها الآن وجود، كما أن الظروف المناخية التي كانت تتوافر في مناطق تراكمه قد تغيرت الآن. وهو أيضاً باعتباره تربة «قديم» لأنه يوجد الآن في مناطق تتميز بالرطوبة لا بالجفاف كما كان الحال حين تكوينه. هذا المناخ الرطب بما يتميز به من تجوية كيماوية قد أحدث تحولاً في طبقات اللوس العليا ويسبب تأثير تحركات المياه في باطن التكوينات سلبت الذرات مما تحويه من كربونات الكلسيوم، ونتج عن ذلك أن أصبحت أكاسيد السليكا والألومنيوم تحويه على ماء، وبهذا وذلك تكونت المستويات اللومية Loesslohm. وفي مناطق أخرى حيث يسود مناخ الإستبس لم يتكون اللوس اللومي الأنف الذكر. إنما تكون عوضاً عنه التربة السوداء Chernosem، التي لا توجد في جنوب روسيا فحسب، وإنما نجد أيضاً في بعض أجزاء ألمانيا كما في منطقة Magdeburger Boerde.

حجم ذرات اللوس ونشأتها :

يلاحظ وجود اختلاف في حجم الذرات المكونة للوس من مكان لآخر. وفي معرض

حديثنا عن تكوينات اللوس على جوانب الميسيبى. أشرنا إلى تضائل متوسط حجم الحبيبات من الغرب إلى الشرق. وبناء على أبحاث G. Mirtschink (١٩٢٨) فى نطاق اللوس فى جنوب روسيا نجد أن ذرات اللوس الدقيقة التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠١ مم تتزايد بالاتجاه من الشمال نحو الجنوب، فبينما تبلغ نسبتها فى شمال النطاق ١٧ ٪ ترتفع إلى ٤٠ ٪ فى جنوبه. وقد أشار الباحث إلى أن ذلك يدل على أن مصدر اللوس كان فى الشمال. ولكن أبحاثه لا تستند على عدد وفير من التحليلات، لهذا لا يمكن البت فى هذا بشكل قاطع.

وهناك مناطق أخرى تتميز تكويناتها من اللوس بوجود نسبة كبيرة من الحبيبات الخشنة، وهذه توجد عادة بالقرب من المجارى الرئيسية للأنهار (أنظر الرسومات البيانية فى بحث Grahmann ١٩٣١ و Gouda ١٩٦٢) وترجع فى مصدرها إلى رمال هوائية أذرتها الرياح من ضفاف الأنهار. هذه الحالة نجدها عادة فى المستويات السفلى من قطاعات اللوس السمكية، ونجدها أيضا فيما يسمى باللوس الرملى Sandloess وهذا وذلك نتاج خليط من الرمل الهوائى واللوس. وعند تحليل تلك التكوينات توضح الرسوم البيانية نهايتين إحداهما تقع بين ٠,٥ - ٠,٢ مم وهذا هو الرمل الهوائى، وثانية هى فى معظم الأحيان أوضح تقع بين ٠,٥ - ٠,١ مم وهذا هو اللوس المثالى. وقد حلل E. Schoen-hals (١٩٥٣) عينات من اللوس والرمل الهوائى الذى وجده فى شكل مستويات رقيقة متداخلة فى قطاع لوس، فى شمال بوهيميا عند Koeniggratz قرب نهر الإلب، وقد تبين من أبحاثه أن مستويات الرمل الهوائى مصدرها رمال ضفاف نهر الإلب أذرتها رياح شرقية قوية أثناء تراكم اللوس فى تلك المنطقة.

وقد ذهب الباحثون مذاهب عدة فى تفسير نشأة حجم الذرات المثالى للوس (من ٠,٥ - ٠,٠١ مم) فيرى Ganssen (١٩٢٢)، كما سبق القول، أنه نتيجة لعمليات التجوية الكيماوية وعملية التميؤ الجاف. أما L. Koelbl (١٩٣٠ - ١٩٣١) فيرى أنه نشأ عن عملية غربلة (Seigerung = Sifting = Filtering) مزدوجة إحداها تمت عن طريق الماء والأخرى بواسطة الهواء. فقد أثبتت أبحاثه أن إرساب الذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٢ مم فى الماء يكاد يكون معدوماً. وتزداد سرعة إرساب الذرات فى الماء ببطء إلى أن يبلغ قطرها ٠,١٦ مم ثم تشتد السرعة بعد ذلك. والذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,١٦ مم توجد ممثلة بكثرة فى اللوم الفيضى الذى يرسب عادة فى السهول الفيضية للأنهار الكبيرة (Grahmann ١٩٣١). ولما كان الحد الأدنى لقطر ذرات اللوس المثالية يتفق مع ٠,٠١ مم، فقد استنتج Koelbl من ذلك أن غبار اللوس قد نشأ أصلا من تلك الرواسب اللومية الفيضية. وقد تبع ذلك عملية غربلة أخرى بواسطة الرياح، وهذه

استلزمت الحد الأعلى لقطر ذرات اللوس الذى يتفق مع ٠,٠٥ مم، والسبب فى ذلك يرجع إلى أن سرعة إرساب الذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠٥ مم تتضاءل حتى تكاد تنعدم. بينما تزداد سرعة الإرساب الهوائى بالنسبة للذرات الأكبر حجماً. أما الحبيبات الخشنة فالرياح لاتحملها وإنما تدفعها على سطح الأرض. وبناء على ذلك يرى Koelbl أن غبار اللوس قد عانى عملية غريلة مزدوجة.

وينبغى أن نشير هنا مرة أخرى إلى أبحاث كل من Beskow و Duecker فيما يختص بتأثير الصقيع فى المناطق المجاورة للجليد ولم تتأثر به تأثيراً مباشراً فى تكوين ذرات يبلغ قطرها بين ١, ملم و ٠,٠١ مم، وهى فى هذا تدانى ذرات اللوس المثالية.

اتجاه الرياح التى أرسبت اللوس :

درس هذا الموضوع من الوجهتين المتيورولوجية والمورفولوجية ولكن نتائج الدراسة لم تؤد إلى حل كامل للمشكلة. فبالنسبة لوسط أوربا يرى R. Grahmann (١٩٣٢) أن الرياح الشمالية هى المسؤلة عن إرساب اللوس، أما A. Doecker (١٩٣٧) فيرجح كفة الرياح الشرقية، بينما يتفق L. Weinberger (١٩٥٤) و P. Woldstedt و H. Poser و H. Flohn (١٩٥٣) على أهمية الرياح الغربية فى إرساب اللوس.

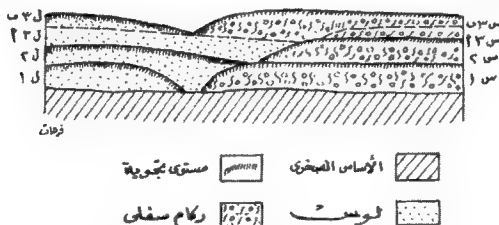
يبدو أن الرياح الغربية قد لعبت دوراً هاماً فى إرساب تكوينات اللوس فى وسط أوربا لهذا نجد فى مناطق انتشار اللوس تناقصاً عاماً فى سمكه من الغرب إلى الشرق، كما نجد أن حبيباته تدق فى نفس الإتجاه. وقد سبقت الإشارة أيضاً إلى تجمع اللوس على الخصوص فى الجوانب الشرقية من المنحدرات أى فى ظل الرياح الغربية. أما فى منطقة بازل وغرب ألمانيا فيظهر أنه كان للريح الشمالية تأثيراً كبيراً فى إرسابه. ففى إقليم بازل يتناقص سمك قطاعات اللوس من الشمال إلى الجنوب وتدق ذراته أيضاً فى نفس الاتجاه. وفى غرب ألمانيا تظهر تكوينات اللوس متشابهة فى سمكها وطبيعتها وحجم ذراتها على جانبى وادى الرين الشرقى والغربى. وقد سبق القول بأن الرياح الغربية هى التى نقلت وأرسبت تكوينات اللوس فى أمريكا الشمالية.

الصلة بين اللوس والفترات الجليدية :

يتضح من الدراسات التى سبق أن عرضناها أن اللوس البلايوستوسينى قد تكون فى أوج الفترات الجليدية، لا فى بداية فترة جليدية، ولا فى نهايتها (Soergel ١٩١٩ و Buedel ١٩٦٠). ففى أثناء أدوار ذوبان الجليد مثلاً لم تكن الظروف المناخية مناسبة لتكوينه إذ أن المناخ كان حينئذ رطباً. على أن هذا رأى - الذى نادى به Soergel ومن بعده تلاميذه، والذى يتحمس له Buedel، لإعتقاده بوحدة الفترة الجليدية - لم

يبقى دون إعتراض، إذ يرى كل من H. Breddin (١٩٢٦، ١٩٢٧، ١٩٣١) و H. Pos- er (١٩٤٨، ١٩٥١) أن تراكم اللوس قد استمر أثناء القسم الأخير من الفترات الجليدية. بل إن Zur Muehlen (١٩٢٨) و W. Weissmerl (١٩٣٠) يعتقدان أن اللوس لم يتراكم إلا في القسم الأخير من الفترات الجليدية. ويرى المؤلف بناء على أبحاثه في سويسرا أن تكوين اللوس قد بدأ في القسم الأول من كل فترة جليدية وبلغ عنفوانه في أوجها، ولم يكن في الإمكان الوصول إلى إثبات واضح عما إذا كان تكوين اللوس قد استمر في القسم الأخير من الفترة الجليدية أم أنه توقف، نظراً لأن ذلك القسم يتميز في سويسرا بشيوع ظاهرة انسياب التربة Solifluction التي أتلفت الأجزاء العليا من قطاعات اللوس، على أن هناك بعض الشواهد في لوس منطقة لايبشتات Leibstadt التي تقع إلى الغرب من الودادى الأدنى لنهر الآرى Aare تدل على استمرار تكوين اللوس في القسم الأخير من الفترات الجليدية.

وغبار اللوس الذى أذرته الرياح أثناء الفترة الجليدية وخاصة حين بلغت عنفوانها (بالمعنى المناخى) أعيد ارسابه في مناطق معينة توافرت فيها شروط تراكمه، ويبدو أن تلك المناطق - كما هي الحال في مناطق تراكم اللوس الحالى - كانت تتميز بوجود حشائش إستبس ساعدت على تجميع غباره. والحد الشمالى لتوزيع اللوس في شمال ألمانيا الذى لا يرتبط بحدود امتداد الجليد - كما أكد Keilhack (١٩٢٠) يمثل الحد الشمالى لإنتشار حشائش الاستبس في وسط أوربا أثناء الفترة الجليدية الأخيرة. ويرى W. Doecke (١٩٢٨) أن أفضل بيئة لتجميع اللوس البلايوستوسينى كانت بيئة تندرا تنمو فيها حشائش فقيرة. وحينما ينعدم وجود اللوس المثالى في أراضى البحر المتوسط، فمرجع ذلك أن تلك الأراضى كانت تغطيها الغابات لا حشائش الاستبس أثناء الفترات



يوضح الصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية

شكل (٢) يوضح الصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية

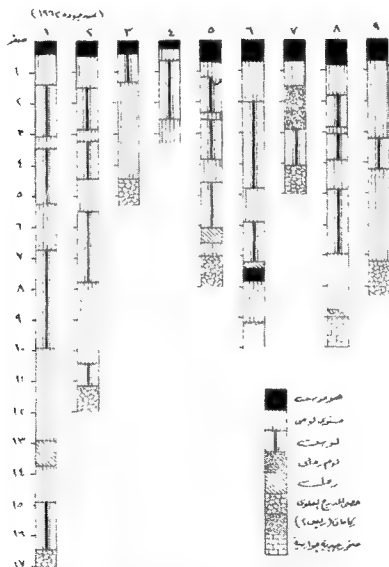
الجليدية. وإذا كان تكوين اللوس البلايوستوسيني نتاج ظاهرة مناخية ترتبط كل الإرتباط بالفترات الجليدية، فينبغي أن يكون لكل فترة جليدية (لوس) يختص بها. وكان W. Soergel (١٩١٩) أول من حاول أن يقيم تصنيفاً لتكوينات اللوس ويربط بينها وكل فترة من الفترات الجليدية وذلك بالنسبة لموسط أوروبا.

والصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية يوضحها الرسم المبسط التالي : انظر (شكل ٣).

فالفترة الجليدية الأولى بركامها س١ تعاصر اللوس ل١، ولما كان اللوس قد تراكم في امتداد الجليد، فإنه سيتجنب منطقة إرساب الركام س١. وفي خلال الفترة الدفيئة التي أعقبت الفترة الجليدية الأولى تحول سطح كل من الركام س١ واللوس ل١ إلى تربة (مستوى تجوية) بفعل التجوية. وأثناء أوج الفترة الجليدية الثانية التي كونت الركام س٢ حدث أيضاً تراكم اللوس ل٢. وفي حالة عدم امتداد جليد الفترة الثانية إلى حدود امتداد جليد الفترة الأولى، فإن اللوس المعاصر ل٢ - الذي بدوره يتجنب منطقة توزيع الركام س٢ - تراكم جزئياً فوق تربة الركام س١ وقسم آخر على الأساس الصخري الذي ينتمي إلى ما قبل عصر البلايوسين وقسم ثالث على تربة اللوس ل١. ولتقرير عمر هذا اللوس لا يفيد تراكمه على الأساس التابع لما قبل البلايوسين بل وجوده هنا مضلل، وإنما يفيد تراكمه على تربة الركام س١ أو على تربة اللوس ل١. ثم يتبع ذلك حلول فترة دفيئة ثانية تتكون في أثنائها تربة على الركام س٢ وأخرى على اللوس ل٢.

وقد أعقب ذلك فترة جليدية ثالثة قصر امتداد الجليد في قسمها الأول عن بلوغ حدود جليد الفترة الجليدية الثانية، وفي أثناء ذلك القسم تراكم اللوس ل٣ الذي يعاصر الركام السفلى س٣. وبعد ذلك تقدم جليد الفترة الثالثة وزحف فوق اللوس ل٣ الذي تكون حديثاً وغطاه بركامه س٣، ولم يتوقف تراكم اللوس أثناء ذلك بل استمر أثناء تقدم الجليد، فتراكم اللوس ل٣ ب فوق اللوس ل٣ أ بعيداً عن حافة الجليد المتقدم. وإذا حدث وتراجع جليد الفترة الثالثة في قسمها الأول - قبل تقدمه في قسمها الثاني بسبب حدوث ذبذبة مناخية - فإن اللوس ل٣ قد ينكشف لعوامل التجوية فيتحول الجزء السطحي منه إلى تربة. وفي هذه الحالة نجد في اللوس ل٣ الذي يتبع الفترة الجليدية الثالثة تربة لومسية رقيقة تمثل الذبذبة المناخية التي تقع بين قسمي الفترة الجليدية الثالثة، ومن بين عشرات القطاعات التي درسها المؤلف في سويسرا، نلخص نتائج قطاعين أحدهما يوضح الصلة بين الركامات السفلى وتكوينات اللوس، والآخر يمثل طريقة الربط بين الدرجات النهرية ومستويات اللوس.

القطاع الأول : يمثل ظروف طبيعة التراكم في منطقة Oberholz قرب آراو- Aa-
 rau. (أنظر شكل ٤) والثاني يمثل ذلك في منطقة أخرى جنوبي بازل حوالي Allsch-
 wil. يتركز قطاع اللوس الأول على طبقة رقيقة نوعاً من الركام السفلي الذي يظهر من
 دراسته أنه ينتمي الى الدور الجليدي ريس ٢ Riss 2، ويرتكز هذا الركام على صخور
 جييرية جوراسية. وقد أظهرت الأبحاث أن الركام قد عانى من فعل التجوية أثناء فترة
 دفينة طويلة. ويرتكز على الركام ثلاثة مستويات من اللوس المثالي، يفصل بينها
 مستويان غير متكافئين في عمق وتأثير التجوية. ويرتكز هذه المستويات الخمسة على
 تربة عميقة ترتكز بدورها على الركام السفلي. وعلى سطح القطاع توجد التربة الحالية.



شكل (٤) بعض قطاعات لوس في سويسرا
 القطاع رقم ١، ٢ في منطقة بازل والقطاع رقم ٣ في منطقة آراو

وقد صار تقويم القطاع على النمط الآتى :

الركام السفلى الذى تملأ تكويناته الشقوق والشروخ فى الصخر الجبرى، قد أرسبه جليد الريس ٢، ثم أثرت فيه التجوية تأثيراً بيناً أثناء فترة دفينة طويلة Interglacial تقع بين الريس ٢ والريس ٣.

الغربة العميقة التى تقع فوقه قد تكونت فى الأصل فى شكل لوس مثالى أثناء فترة جليد الريس ٣، ثم تعرضت للتجوية فترة طويلة وكان ذلك أثناء الفترة الدفينة الأخيرة . Riss 111 - Wurm - Interglacial

ثم جاءت فترة جليد الفورم، فتكون فى قسمها الأول مستوى اللوس الذى يرتكز على التربة السالفة الذكر، والذى تحول بدوره فى قسمه الأعلى إلى تربة ضحلة نوعاً تكونت أثناء مرحلة دفينة قصيرة interstadial ثم تلا ذلك وصول الفترة الجليدية الى الأوج، فتراكم مستوى اللوس الثانى والثالث، ويفصل بينهما مستوى لومى رقيق تكون أثناء ذبذبة مناخية دفينة قصيرة. يلى ذلك إلى أعلى مستوى لومى أخير تعلوه التربة الحالية، وهنا لم نستطع الجزم ما اذا كان المستوى اللومى الذى تراكم فى الأصل على شكل لوس قد تكون فى أواخر أوج الفترة الجليدية أو القسم الأخير من الفترة الجليدية.

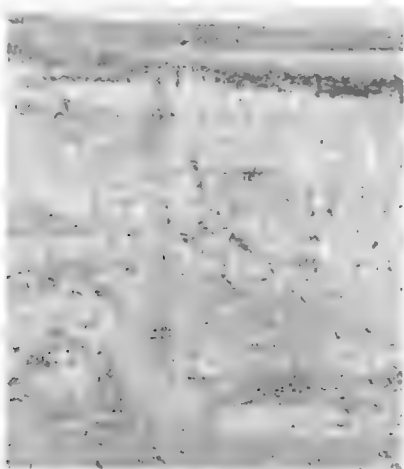
أما القطاع الثانى: فيقع فى منطقة أساسها الجيولوجى تكوينات ترجع الى الزمن الثالث تسمى letten أو Septerienton ترتكز فوقها مصطبة أتبعها الاستاذ الجيولوجى Muehlberg (١٩١١) وتلاميذه الى فترة الريس ٢، وربطها بمثيلاتها فى جهات أخرى من وسط وغرب شمال سويسرا، وبنى على هذا وغيره نظامه الشهير فى تصنيف العصر الجليدى فى شمال سويسرا. وسار على منواله من بعده الأستاذ H. Suter (١٩٣٦) ومساعدوه فى الجامعة العليا الفيدرالية بزيورخ فى الربط بين هذه ومثيلاتها فى منطقة زيورخ وما جاورها. وقد اعتمد هذا وذلك أساساً على العمل الحقلى وعلى الربط بين منسوب الدرجات فى مختلف الجهات.

وقد أثار الباحث (جودة ١٩٦٢) ناحيتين هامتين فى الدراسة للتفريق من الوجهة الزمنية بين مصطبة وأخرى وهما : درجة التجوية وعمقها فى تكوينات المصطبة ثم الصلة Contact أو الحد بين مصطبة وأخرى، وبهذا يمكن التفرقة والتمييز بين مصطبة تراكمية وأخرى تحاتية مع اعتبار المنسوب كأساس ثالث. وكان من نتائج ذلك أن بدأت عملية مسح جديدة للقسم الشمالى من سويسرا يقوم بها طلبة الدكتوراه فى المعهدين الجيولوجى والجغرافى بجامعة زيورخ.

يهمنا من هذا أن هذا القطاع وأمثاله فى منطقة بازل قد اتضح أنها ترتكز على تكوينات المدرج العلوى التابع للريس ١، والتى تعرضت لفعل التجوية أثناء فترة دفينة

طويلة Interglacial تقع بين الريس ١ والريس ٢. ويلى ذلك إلى أعلى مستوى لوس تكون أثناء فترة جليد الريس ٢، ثم سادت بعد ذلك فترة دفيئة طويلة بين الريس ٢ والفورم تكونت أثناءها تربة عميقة، تتركز فوقها مستويات اللوس واللوم التابعة لفترة جليد الفورم. وهى لا تختلف هنا عن مثيلاتها فى القطاع السابق من حيث النصفيف. وإن كانت تتميز بطبيعة وصفات مغايرة.

والتصنيف الكامل للفترات الجليدية كلها فى قطاع منفرد من قطاعات اللوس فى سويسرا وفى النمسا أو فى ألمانيا غير ممكن، فأصخم قطاع هنا وهناك لا يغطى سوى فترتى الريس والفورم بأقسامهما الثانوية، لهذا لا بد من الربط بين قطاع وآخر ومصطبة نهريّة وأخرى أو ركام وآخر، للوصول الى تصنيف كامل للعصر الجليدى بفتراته وأدواره. أما فى المجر وتشيكوسلوفاكيا فوجد قطاعات ضخمة درس بعضها دراسة حديثة خاصة فى الدولة الأخيرة، نورد منها ملخصاً لنتائج قطاع Sedlec بالقرب من «براغ» الذى قام بدراسته الباحثان Prosek و Lozek (١٩٥٩). والرسم التوضيحي المنسط المرافق (أنظر

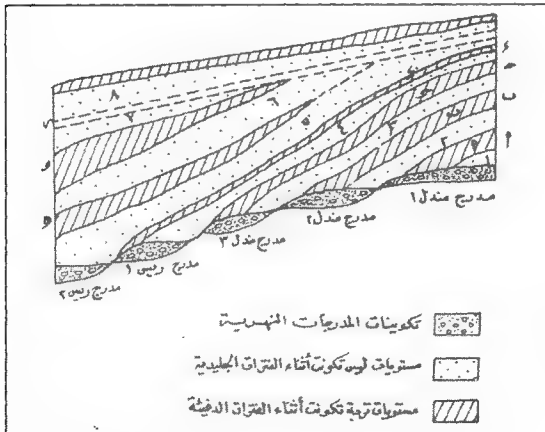


شكل (٥) مثال لمظهر قطاعات اللوس فى الطبيعة
قطاع لوس فوق ركام سفلى (ريس ٢) يتركز على تكوينات المدرج العلوي (ريس ١) فى
الحوض الأوسط لنهر الأري فى سويسرا

شكل ٦) يلخص الشرح الدقيق المستفيض الذى أورده المؤلفان فى بحثهما. ويقع القطاع على الجانب الشرقي لوادى المولدau ويرتكز على خمس من الدرجات النهرية تتبع على التوالي مندل ١، ومندل ٢، مندل ٣ ثم ريس ١، ريس ٢.

ويمكن أن نلخص نتائج تقييم القطاع فى النقاط التالية :

- مستويات اللوس رقم ٨، ٧، ٦ تراكمت أثناء مراحل جليد الفورم الثلاثة.
- التربة العميقة التى تقع بين مستوى اللوس رقم ٦، ٥ تكونت أثناء الفترة الدفينة الأخيرة Riss / Wuerm- interglacial.
- مستويات لوس رقم ٥، ٤، ٣، التى ترتكز على مصطبة المندل رقم ٣ تكونت أثناء مراحل جليد الريس الثلاثة.
- التربة رقم ب تكوت فى الفترة الدفينة الطويلة بين جليدى المندل والريس / Minel / Riss Interglacial.
- ترتكز التربة السابقة على مستويين من اللوس هما رقم ٢، ١ يتبعان مندل ٣ ومندل ٢، ويقع المستوى الأخير (رقم ١) على مصطبة مندل ١.



شكل (٦) قطاع لوس Sedelec قرب مدينة براغ

وفي أمريكا الشمالية كان ينظر إلى اللوس - لفترة طويلة - على أنه تكوين فترة دفيئة. وقد كان B. Shimek (١٩٠٤) على رأس المدافعين عن تلك الفكرة، وحجته في ذلك الحفريات التي يحتويها اللوس، فقد ذكر أن معظم القواقع التي يحتويها اللوس البلايستوسيني توجد الآن في المنطقة وتعيش فوق تكويناته، ومع هذا ينبغي أن يعترف Shimek أن أنواع القواقع التي توجد في اللوس كحفريات لم تبلغ في نموها الدرجة التي تبلغها نفس الأنواع التي تعيش عليه الآن، كما أن بعضاً منها لا يعيش الآن إلا في أعلى المرتفعات أو في الجهات الشمالية الباردة. ومهما يكن من شيء فإن إستراتيجية اللوس في أمريكا الشمالية تظهر بما لا يدع مجالاً للشك في تكوينه أثناء الفترات الجليدية. ففي القطاعات العديدة التي توجد على حواف الغطاء الجليدي الذي كان موجوداً أثناء الفترات الجليدية في أمريكا الشمالية، تبدو تكوينات اللوس محصورة بين ركامين سفليين يتبعان فترتين جليديتين، وهناك يتضح أن اللوس يرتكز دائماً على ركام الفترة الأولى الذي يحمل في قسمه الأعلى تربة عميقة واضحة، بينما مستوى اللوس نفسه الذي يقع فوقها ما زال بحالته الطبيعية لم يعان من التجوية إلا النذر اليسير، وفوقه مباشرة ترتكز تكوينات ركام الفترة الجليدية التالية.

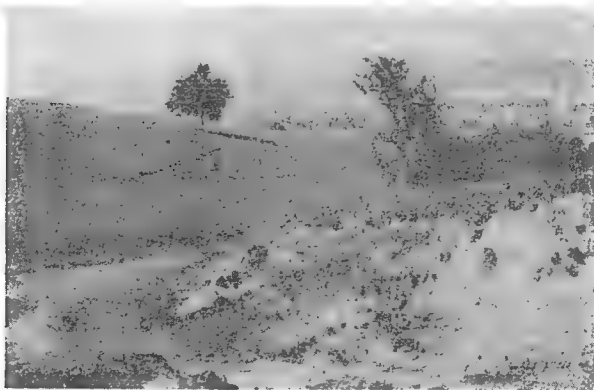
نستنتج من هذا أنه ينبغي أن تكون قد سادت فترة غير جليدية طويلة فصلت بين فترة تكوين الركام السفلي الأول وفترة تراكم اللوس. في تلك الفترة الدفيئة الطويلة تكونت التربة العميقة، التي كان يضرب فيها - بلا شك - نبات كثيف بجذوره. أما الذبذبة المناخية الدفيئة التي تقع بين فترتي تراكم اللوس وتكوين الركام السفلي الذي يعلوه، فقد كانت شديدة القصر. فهذا أيضاً نجد أن اللوس قد تكون في أوج الفترة الجليدية التي يتبعها الركام السفلي الذي يرتكز عليه، فقد توقف جليد الفترة الثانية عند حد، فأعطى الفرصة خلال توقفه لتراكم اللوس، ثم تقدم فغطى اللوس وأرسب عليه ركامه السفلي.

وحينما نجد في قطاعات لوس أمريكا الشمالية مستوى ضئيلاً من المواد العضوية يحمله اللوس بينه وبين الركام الذي يعلوه والذي يكاد يعاصره، فإن ذلك لا يدل بالضرورة على وجود فترة دفيئة طويلة، إذ ينبغي أن لا ننسى أن منطقة اللوس الرئيسية في أمريكا الشمالية تقع أبعد إلى الجنوب بالنسبة لخط العرض من مثلثتها في أوروبا، فهي في أمريكا الشمالية تكتنف دائرة العرض ٤٠ شمالاً، وحول خط العرض هذا كانت درجات الحرارة أيضاً في أثناء الفترات الجليدية أعلى - على الأقل في فصل الصيف - من مثلثتها في منطقة اللوس الرئيسية في أوروبا، وبالتالي أغنى من الوجهة النباتية، مما أعطى الفرصة لتكوين مثل تلك القشرة الرقيقة من المواد العضوية.

يتضح لنا من هذا العرض العام المبسط أهمية تكوينات اللوس لا باعتبارها تربة

خصبة من الوجهة الإقتصادية فحسب، فهذه ناحية لم أشر إليها لأنها لا تحتاج إلى إشارة، وإنما باعتبارها مفتاح الكشف عن كثير من أسرار الزمن الرابع بفقراته الجليدية وغير الجليدية. وقد تحاشيت الدخول في تفصيلات فنية تركز على أسس ومفاهيم جيولوجية وبتروجرافية وبيدولوجية وباليونتولوجية يصعب تتبعها خلال محاضرة، وحسبى هنا أن أذكر أنه ينبغي عند تقييم قطاع من الوجهة الإستراتيجية استخدام الشواهد الآتية مرتبة بحسب أهميتها :

- ١- الدراسات والمشاهدات الجيولوجية كأساس للتقييم كله.
- ٢- الشواهد البتروجرافية والباليونتولوجية التي تضبط الدراسات الجيولوجية، والتي تمكن من إجراء المقارنة والربط بين المستويات المختلفة، ولكنها بدورها تفقد قيمتها بدون المشاهدات الجيولوجية.
- ٣- الأدلة الأثرية، وهذه نوردها في المكان الثالث من الأهمية، لأنه لا يستطاع في كثير من الأحيان ربطها بالحفريات، فهي عبارة عن نتاج بشري، تتأثر بهدف استخدامها وينوع المادة التي تعالج منها ويشخص منتجها، فهي لا يمكن اعتبارها - بأى حال - حفريات تخضع لتأثير الظواهر الطبيعية، كما أن قراءة القطع الأثرية لا يكون دقيقاً في كثير من الأحيان، إذ أنها تخضع للحكم الفردي بدرجة أكبر من خضوع الحفريات.



شكل (٧) بيئة اللوس في شمال سويسرا

مصادر البحث

- Astm. 1954 : (American Society for Testing Material), Standards, Vol. 1954, Method Astm, D-422-54-T .
- Bader, Fr. : (1925) Beitrage zur Geologie des Nordoestlichen Tafeljura Zwischen Aare und Rhein, Diss, Zureich.
- Barbour, G. B. : (1935) . Recent observations on the loess of North China. Geog. Journal, Vol. LXXXVI, No. 1
- Berg, L. : (1932) . Loess als produkt der Verwitterung und bodenbildung. Transact. II, Intern Conf. Assoc. Quatern . I. Leningrad.
- Berger, F. : (1932). Zur Gliederung des Schlesiichen Loesses, Centralbl. f. Min. Geol. Palaeon, Abt. B.
- Bestow, G. : (1930). Erdfließen und Strukturboeden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. G.F.F. 52 .
- Bordes, Fr., : (1954) Les Limons Quaternaires du Bassin de la Seine. Arch. Inst. Pal. Humaine, Mém. 26, Paris.
- Bordes, Fr., und Muller-Beck, Hj. (1956). Zur Chronologie der Loess - sedimente in Nordfrankreich und Suddeutschland. Germania 34 .
- Brandtner, F. : (1950). Ueber die Relative Chronologie des jungeren Pleistozaens Niederoesterreichs. Arch. Aust. H. 5.
- Brandtner, F. : (1954). Jungpleistozaener Loess und fossile Boeden in Niederoesterreich. Eiszeitalter und Gegenwart, Oehringen/Wuertt.
- Brandtner, F. : (1956). Loessstratigraphie und Palaeolitische kulturabfolge in Niederoesterreich und in den Angrenzenden Gebieten . Eiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.
- Bredden, H. : (1926). Loess, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., XLVI.
- Bredden, H. : (1927). Loess, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Loesses. Geol. Rundschau 18 .

- Bredden, H. : Flussterrassen und Loess am Niederrhein, Zt. Dtsch. Geol. Ges., 83 .
- Brueckner, E. und Penck, A. : (1909). Die Aplen im Eiszeitalter, II. Bd. Leipzig.
- Brunnacker, K. : (1956). Regionale Bodendifferenzierungen Waehrend der Wuermeiszeit. Eiszeit, und Gegenw. Oehringen/ Wuertt.
- Brunnacker, k. : (1957). Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum kalkgehalt des Loesses. Eiszeit u. Gegenw Oehringen/Wuertt.
- Bryan, K. : (1945) Glacial versus desert origin of loess. Amer. Journ of Science, Vol. 243 .
- Budel, J : (1944). Die morphologischen Wirkungen des Eiszeit Klima, im Gletscherfreien Gebiet . Geol. Rdsch. Bd. 34.
- Budel, J : (1949). Die raumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. Die Naturwiss. 37, Berlin .
- Budel, J : (1951). Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeit, u. Gegenw., Oehringen/Wuertt.
- Budel, J : (1953). Die "Periglazial" - Morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der Ganzen Erde. Erdkunde 4 .
- Budel, J : (1960). Die Gliederung der Wuermkaltzeit Wuertzb. Geogr. Arbeiten, Wuertzburg.
- Cailleux, A. : Sur quelques sables et gres de la région de barcelone, Miscianea Almera. I a Parte, Barcelone,
- Dammer, B. : (1941). Ueber Flottsande in der Oestlichen Mark Brandenburg. Jb. Reichasant. f. Bodenforsch. 61, Berlin.
- Deecke, W. : (1928) . Flechterrassen im Loess. Z. Dtsh. 80.
- Dewers, F. : (1932). Flottsandgebiete in Norddeutschland, ein Beitrag zum loessproblem . Ann. Nat. Verein, Bremen.
- Doeglas, D.J. : (1946) . Loess, an eolian product. J. Sedim Petrol, 19.
- Duecker, A. : (1937)Ueber Strukturboeden im Riesengebirge. Zeitschr, Deutsch. Geolog. Ges. 89 .
- Fauler, W. : (1936) . Der Loess und Loesslehm des Schwarzwaldrandes

- Zwisdren Achern und Offenburg. Neues Jahresb. f. min.
Geol. u. Palaeon, Bd. 75B. Stuttgart .
- Fink, J. : (1954), Die Fossillen Boeden im Oestereichischen Loess. Quar-
taer 6 .
- Fink, J : (1955). Beitrage zur Pleistozaenforschung in Oesterreich, Ver.
Geol. Bundesant. landerheft.
- Fink, J. : (1956). Zur Korrelation der Terrassen und Loess in Oesterreich.
Eiszeitalter u. Gegenwart. Oehringen/Wuertt.
- Flohn, H. : (1953). Studien ueber die atmosphaerische Zirkulation in der
letzeten Eiszeit. Erdkunde 4 .
- Gouda, G. H. : (1962). Untersuchungen an Loessen der Nord-Schweiz.
Diss . Zuerich.
- Grahmann, R. : (1932). Ueber Herkunft und Entstehung des Losses in
Mitteleuropa. Bull. of the Inform. Ser. of the Assoc. for the
Study of Europe. Quat. H. 3/4, Leningrad.
- Hobbs, W.A. : (1931). Loess, pebble band, and boulders from glacial
outwash of the Continental Glacier. J. of Geol. 39, Chicago.
- Holzer, H. : (1952). Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Loess-
es, auf sedimentpetrographische Grundlage . Zeitschr. fuer
Glestcherk. u. glazialgeol. Bd. II . H. 1. Innsbruck .
- Kay, G. F. : (1931). Classification and duration of the Pleistocene period.
Bull. Amer. 42.
- Keihack, K. : (1920). Das Raetsel der Loessbildung. Zeitschr. d. Deutsch
Geol. Ges, 72. Stuttgart.
- Koelbl, L. : (1930). Studien ueber den Loess, Mitt. Geol. Ges Wien 23.
- Koelbl, L. : (1931), Ueber die Aufbereitung Fluviatiler und Aeolischer
Sedimente. Tscherm. Min. Mitt. 41.
- Lauterborn, R. : (1912). Ueber Staubbildug aus Schotterbaenken im
Flussbett des Rheins. Vehr. Naturhist. Med. Verein, Hei-
delberg. N.F. 11.
- Leighton, M.M & Mac Clintock, P. : (1930). Weathered zones of the drift
sheets of Illinois. J. Geol. 38.

- Leighton, M.M. & Willmann, H.B. : (1950). Loess formations of the Mississippi Valley. J. Geol. 58.
- Linstow, O., Von. : (1902). Ueber Unglaziale Feinsande des Flaemng. J. 6. preuss. 23.
- Merzbacher, G. : (1913). Die Frage des Entstehung des Loesses. Peterm. Geog. Mitt. Gotha.
- Mirtschink, G. : (1928). Ueber die physikalisch-geographischen Bedingungen der Ablagerungsepoche des Oberen Loesses im Gebiete des Europaischen Teiles der U.D.S.S.R. Bull. Acad. Sci. U.R.S.S.
- Muehlberg, F. : (1911). Der Boden des Aargaus. Mitt. Aarg. Ges.
- Muenichsdorfer, F. : (1926). Der Loess als Bodenbildung, G.R. 1.
- Obrutschew, W.A. : (1933). Das Loessproblem, Transact. II. Intern. Conf. Assoc. Study Quatern. Period 2, Leningrad Moskau.
- Poser, H. : (1948). Aeolische Ablagerungen und Klima des Spaetglazials in Mittel- und Westeuropa. Naturwiss. H. 9.
- Poser, H. : (1951). Die Noerdliche Loessgrenze in Mitteleuropa und das Spaetglaziale Klima. Eiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.
- Prosek, F. und Lozek, V. : (1957). Stratigraphische Uebersicht des Tscheckoslowakischen Quartaers. Eiszeit. u. Gegenw.
- Scheidig, A. : (1934). Der Loess und Seine Geotechnischen Eigenschaften. Dresden u. Leipzig.
- Schoenhals, E. : (1950). Ueber Einige Wichtige Loessprofile und Begrabene Boeden im Rheingau. Notizbl. Hess L.A. f. Bodenforsch. VI Folge, H. 1.
- Schoenhals, E. : (1951). Ueber fossile Boeden im Nichtvereisten Gebiet. Eiszeitalter u. Gegenw. Ochringen/Wuertt.
- Schoenhals, E. : (1952). Gesetzmaessige Beziehungen Zwischen Koernung und Kalkgehalt des Loesses. Geol. J6. 66.
- Schoenhals, E. : (1953). Gesetzmaessigkeiten im Feinbau der Talrandloessen mit Bemerkungen ueber der Entstehung des Loesses. Eiszeit. u. Gegenw.

- Schmidle, W. : (1908). Ueber Aeolische Bildungen Waehrend des Rueckzuges der Letzten Vergletscherung. Verein f. Gesch. d. Bodensees, H. XXXVII.
- Shimek, B. : (1904). LoessPapers. Bull. Labor, Nat. Hist. State Univ. Iowa 5.
- Smith, G. : (1942). Illinois Loess. Univ. Illinois. Agr. Exp. Stat. Bull, 40.
- Soergel, W. : (1919). Loess, Eiszeiten und Palaeolitische Kulturen. Jena.
- Stoller, J. : (1911). Beitraege zur kenntniss der diluvialen Flora. J6. Preuss. 32. 1.
- Suter, H. : (1939). Geologie von Zuerich Einschliesslich seines Exkursionsgebietes. Zuerich.
- Thiesmeyer, L. R. & Wigmann, R. E. : (1942). Wind work accompanying and following glaciation. Journ. of Geol. Chicago.
- Von zur Muehlen, L. : (1928). Diluvialstudien am Mittelschlessischen Gebirgsrande. J6. d. Preuss. Geol. L.A. Bd. 49, Teil, 1 Berlin.
- Weinberger, A.L. : (1954). Die Periglazialerscheinungen im Oesterreichischen Teil des Eiszeitlichen Salazach-Vorlandgletschers. Goettinger. Geog. A6 h. H. 15, Goettingen.
- Weissermel, W. : (1930). Zur Stratigraphie, Tektonik des Oestlichen Teiles der subherzynen Mulde und ihrer Nordoestlichen nachbargebiete. Pr. Geol. Landesants, N.F. 125.
- Woldstedt, P. : (1939). Vergleichende Untersuchungen an Islaendischen Gletschern. J6. d. Preuss. Geol. Landesanst. 69. Berlin.
- Woldstedt, p. : (1956). Ueber die Gliederung der Wuermeiszeit und die Stellung der Loesse in ihr. Eiszeit. u. Gegenw.
- Woldstedt, p. : (1960). Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und in Europa. Eiszeit, u. Gegenw.

البحث الرابع

سهل بنغازي

الموقع:

ينحصر سهل بنغازي فيما بين الهوامش الغربية للجبل الأخضر والساحل الشرقي لخليج سرت. وهو يبدو بشكل مثالي رأسه في الشمال عند بلدة توكرة، وقاعدته في الجنوب فيما بين بلدتي الزويتينة على الساحل وأنتيلات في الشرق. ويضيق السهل في الشمال نظراً لاقتراب الحافة الخارجية للجبل الأخضر من الساحل، ولكنه ما يلبث أن يتسع بالاتجاه جنوباً، إذ تبتعد الحافة عن الساحل بالتدرج. وأقصى عرض يبلغه السهل يصل إلى ٥٠ كم. وحدود السهل في الجنوب غير واضحة، فهو يتداخل في الأراضي السهلة الفسيحة المشرفة على خليج سرت.

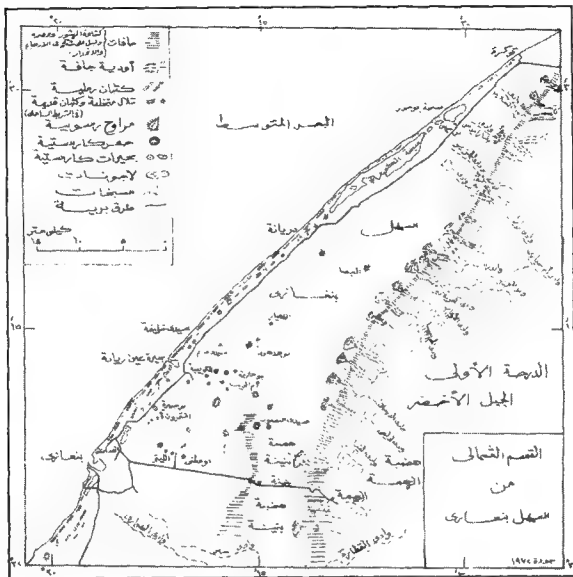
البناء الجيولوجي:

تتركب أرض سهل بنغازي كلية من صخور رسوبية، وهي كلها من صخور الكريونات البحرية النشأة التي تنتمي لعصر الميوسين. وأحدث الطبقات الصخرية ما ينتمي منها للفترة الهلثيتية Helvetium التابعة للميوسين الأوسط، وهي تتركب من صخور جيرية دولوميتية ومارلية، ويشيع انتشار هذه الصخور في السهل وأيضاً فوق هضبة الرجمة، وإن كانت تغطي هناك أحياناً بغطاء من الصخور الجيرية الدولوميتية التابعة لفترة تورتن Torton (انظر الخرائط الجيولوجية المرفقة بتقرير القطارة ١٩٦٧).

وترتكز تكوينات الميوسين الأوسط على تراكيب صخرية تتألف من المارل الأخضر الصارب للزرققة ومن الحجر الجيري الطباقي المارلي الرملي، وهي كلها تنتمي لفترة بورديجال Burdigal التابعة للميوسين الأسفل، وتبرز لها مظاهر قرب «حوش الهواري» في قاع وادي القطارة. وترتكز طبقات الميوسين الأسفل فوق الصخور الجيرية الإيوسينية مباشرة، والأخيرة تبدأ في العمق عند منسوب يتراوح بين ١١٠ - ١٤٠ متراً في القسم الغربي من هضبة الرجمة.

وتنتشر رواسب الزمن الرابع على امتداد الشريط الساحلي، وتتمثل في الداخل في غطاء رقيق من التربة الحمراء يكسو الصخور الجيرية.

ومن الوجهة التكوينية هناك نطاق عيبى يتمثل في هيئة التواء وحيد الجانب، هبط جانبه الغربي على طول امتداد حافة الدرجة الأولى من بلدة «طلميته» شمالاً حتى جنوبي بلدة «بنينه». وفي القسم الأوسط من السهل تصادف نظماً صدعية متوازية تمتد امتداداً عاماً من الشرق إلى الغرب فيما بين حضيض حافة الرجمة شرقاً إلى الساحل



شكل (١)
القسم الشمالي من سهل بنغازي

غرباً فيما بين «سیدی خليفة» شمالاً وجنوبی مدينة بنغازی جنوباً. وهناك نظم أخرى انكسارية أقل إمتداداً تجرى متوازية مع بعضها من الشمال إلى الجنوب ومتعامدة على النظم الصدعية السابقة الذكر (تقرير القطارة ١٩٦٧ - الخرائط الجيولوجية). ولهذه الظواهر التكتونية أهميتها الخاصة في دورة الماء الباطنی وفي ظهور الأشكال الكارستية التي نتناولها بالدراسة بعد قليل.

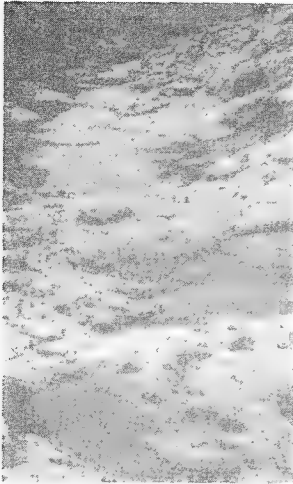
جيومورفولوجية السهل

حافة الرجمة:

يتحدد السهل من جهة الشرق، كما أسلفنا، بواسطة حافة الدرجة الأولى للجبل الأخضر التي ندعوها بحافة الرجمة. ويمكن تتبع أعاليها وأسافلها بكل وضوح ابتداء من «توكرة» شمالاً حتى «أنتيلات» جنوباً، سواء في الحقل أو من واقع خرائط مقياس ١: ١٠٠,٠٠٠ ومقياس ١: ٢٥٠,٠٠٠ ويبقى حضيض الحافة فيما بين البلديتين على منسوب يتراوح بين ١٥٠ - ٢٠٠ متر، أما أعلاها فيتراوح بين منسوبي ٢٥٠ - ٣٠٠ متر، وإلى الجنوب من خط عرض بنغازی يظل أسفل الحافة على نفس المنسوب تقريباً (بين ١٥٠ - ٢٠٠ متر) بينما يضمحل ارتفاع أعاليها بالتدرج كلما تقدمنا جنوباً، حتى تختفي في مشارف أنتيلات، ومنحدرات الحافة شديدة محدبة في أعاليها مستقيمة حتى أسافلها حيث تلتقي بالسهل بشكل فجائي. وتخلو كل منحدرات الحافة في كل المواضع التي رأيناها، وهي كثيرة، تماماً من أية علامات لمدرجات ثانوية.

ويقطع الحافة عدد كبير من الأودية الخانقية التي تكثر إلى الشمال من دائرة عرض بنغازی على أبعاد قد لا تزيد أحياناً عن بضع عشرات من الأمتار (شكل ١). وينجح بعض من الأودية في عبور سهل بنغازی ويصل إلى البحر كوادى السلايب جنوبی توكرة، ووادی القطارة جنوبی بنغازی. وبعضها الآخر يقطع جزء من السهل ثم تغيب مياهه قبل أن يدانئ الطريق البری من بنغازی إلى توكرة. ومعظمها تنتشر مياهها وتتوزع رواسبها على مسافات قصيرة من مصباتها في السهل.

وتجری الأودية فوق هضبة الرجمة على أرض هيئة الانحدار نوعاً، ولذا فمجاريها ضحلة في العادة وتغطي بغطاء رسوبي. وتكثر الانحدارات قرب مخارجها من الحافة، فيعظم النحت الرأسی، وتظهر منعطفات الشباب مقاربة. ويتميز كل منعطف بقطع شديد الانحدار في الجانب المقعر، ومنحدر هين الانحدار تكسوه الرواسب وينمو عليه النبات. وقيعان كثير من الأودية صخرية تكثر بها الحفر الوعائية التي عن طريق تعميقها وتوسيعها ما تزال الأودية تعمق مجاريها (شكل ٢).

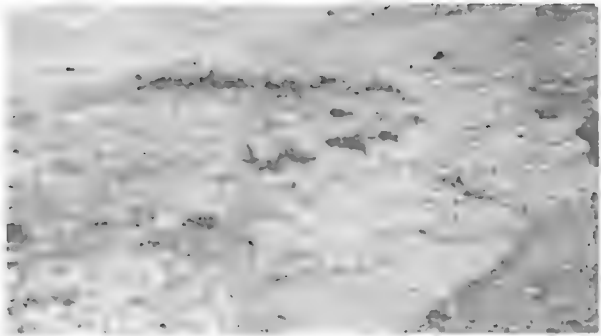


شكل (٢) حضرو عائية في قاع أحد
الأودية التي تقطع حافة الرجمة (وادي
زاذا). ويظهر سهل بنغازي في مؤخرة
الصورة.

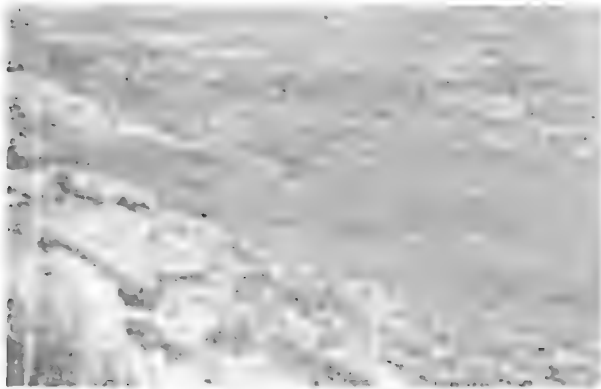
وتسيل المياه في الأودية (شكل ٥) ولما تجلبه الأودية من رواسب صلصالية حمراء أهميتها في إخصاب المزارع البعلية القليلة التي يتحدد وجودها بالتجاويف الضحلة في السهل، وإلى هذه الأودية يعزى ترسيب التربة الحمراء فوق السهل يساندها في توزيعها فعل الرياح. ويختلف سمكها حيثما وجدت بحجم الوادي الذي نقلها وأرسبها.

وحين نصعد على امتداد الأودية إلى أعالي الهضبة تتسع قيعانها، ويفترشها حينئذ غطاء من الحصى والحطام الصخري بعضه مصقول مستدير، والبعض الآخر خشن ساء الصقل والاستدارة (شكل ٣) وقد تغطي القيعان برواسب صلصالية تختلط بالرمال والحصى، وفيها تشق المياه حين سقوط المطر مجراها الحالي (شكل ٤). وما تزال منحدراتها هينة نوعاً، ولكن لا أثر لمدرجات مكتملة النمو، اللهم إلا قطوع تعرية على مستويات متفاوتة الارتفاع تغطيها تكوينات حصوية وصلصالية رقيقة السمك.

وعند مصبات الأودية في السهل تنتشر الرواسب في هيئة مراوح تستدق حبيبات مكوناتها بالابتعاد عن منطقة المصب. وفي المناطق التي تتجاور فيها المصبات تلتحم المراوح ببعضها مكونة لنطاق عريض يمتد بحذاء حضيض الحافة (بجاده). وتتجدد هذه المراوح كل عام أثناء فصل الشتاء حين تتساقط الأمطار



شكل (٢) جزء من قاع وادي السلايب مغطى بالحصى



شكل (٤) قسم من الجزء الأدنى للوادي الذي يقع مخرجه من حافة الرجمة على يمين الطريق المؤدي إلى بلدة الرجمة. القاع مضروش بالرواسب الصلصالية، وفيها تشق المياه لها طريقاً.



شكل (٥)، المراوح الرسوبية عند مصبات الأودية في سهل بنغازي.
حينما تتجاوز مخارج الأودية تتلاحم الرسوبية مكونة لنطاق بيديموني ينحدر انحداراً هيناً صوب السهل. وفيه تستدق حبيبات مكونة بالابتعاد عن حافة الرجمة. ٢٠٢.١ - ثلاث مراوح تقطعها تكوينات رطبة حديثة الإرساب

المظهر العام للسهل:

يتميز السهل المحصور بين حافة الرجمة وساحل البحر بانحدارات هينة (شكل ٦). فتبدو الفواصل الأفقية بين خطوط الارتفاعات المتساوية منتظمة إلى حد كبير، وهي تتسع بالاتجاه جنوباً مع اتساع السهل نتيجة لانفراج ضلعي المثلث الممثلين في الحافة وخط الساحل. ولا يضطرب انتظام خطوط الكنتور على امتداد السهل من أقصى الشرق إلى أقصى الغرب، إلا في منطقة بنييه فيما بين دائرتي عرض ٣٢° - ٣٢° شمالاً. فإلى الشرق من بنغازي بنحو ١٨ كم وإلى الغرب مباشرة من بلدة بنييه تتجاوز خطوط الكنتور، فتظهر بذلك حافة يحدد حضيضها بخط الكنتور ٩٠ متر وقمتها بمنسوب ١١٠ متر (شكل ١). وقد سبق لديزيو (١٩٣٩) وجودة (١٩٧٢) أن ميزاها بجرف بحري قديم. ويمكن تتبع هذه الدرجة الثانوية على مسافة تصل إلى نحو ١٥ كم، وهي أظهر وأوضح في شمال بنييه منها في جنوبها. وما تلبث أن تتلاشى بالتدرج في اتجاه الشمال والجنوب وتختفي في الانحدار التدريجي المنتظم للسهل تجاه البحر (شكل ١).

ويحدد كنتور ١١٠ متر حافة هضبة بنييه التي تأخذ في الارتفاع التدريجي المنتظم حتى كنتور ١٥٠ متراً الذي يحدد أسافل حافة الرجمة. وسطح هضبة بنييه أشبه بسهل فسيح يتميز بالانبساط في كثير من مناطقه، وبالتضرس الهين في المناطق الأخرى. وفي



شكل (٦)، قسم من سهل بنغازي شرقي طريق بنغازي - توكرة
يبدو السهل منبسطة هين الانحدار. وحصوي صخري في معظم الأحوال. ويظهر النبات الخشن
ناميا في أكمات صلصالية. وفي مؤخرة الصورة تظهر حافة الرجمة.

الشقة المحصورة بين وادي القطارة جنوباً وطريق بنغازي - بنينه شمالاً، نرى الإنبساط
أظهر ما يكون وتغطي الأرض بغطاء رقيق من التربة الحمراء، ويكسوها شتاء نبات
القمح والشعير والحشائش. وإلى الشمال من الطريق المشار إليه تأخذ الأرض في التموّج
متخذة شكل المنخفضات الضحلة المكسوة بالتربة الحمراء، والريبات الهينة الانحدار،
العارية الصخر في معظم الأحيان. يضاف إلى ذلك عدد من مجارى الأودية تشارك في
تقطيع المظهر المنبسط العام.

وظواهر الكارست في هضبة بنينه قليلة ومحدودة الأبعاد. من ذلك إثنان على
جانبي بداية الطريق البري من بنينه إلى الرجمة، وإثنان متقابلتان، حوالى منتصف
الطريق، وواحدة على يسار الطريق عند أسفل حافة الرجمة، وكلها قليلة الغور وليس لها
اتصال بمستوى الماء الجوفى. وهى ظواهر سطحية نشأت عن الإذابة الموضعية في
عدسات من الصخور الجيرية اللينة، وتغطي فيعان بعضها بالتربة الحمراء.

وفيما عدا حافة بنينه لا يقطع انتظام انحدار السهل مظهر جيومورفولوجى واضح،
للهم إلا درجة فى مشارف بلدة توكرة لا تستبين فى الخرائط الكنتورية، مميّزها جودة
عام ١٩٧١ بالدراسة الحقلية وأشار بامتداد على بعد ١ كم من خط الساحل وموازية له،
وأقصى ارتفاع لها ٢ متر. وأمكنه تتبعها لمسافة ٨ كم شمالى شرق البلدة ولحوالى ١٠ كم



شكل (٧) سهل بنغازي فيما بين مدينة بنغازي وبلدة بنينة. الصخر الجيري الميوسيني مكشوف في بقع بيضاء تتداخل بينها رواسب صصلالية بنية محمرة. حافة بنينة تظهر في مؤخرة الصورة

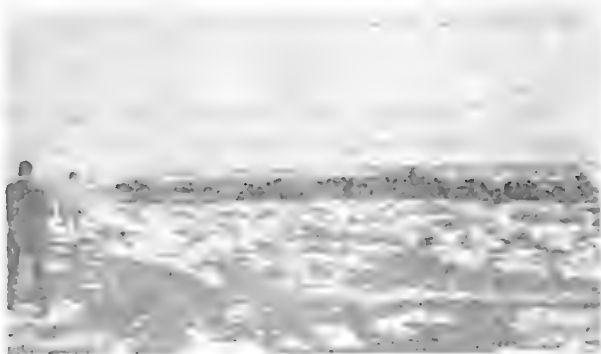
في جنوبها الغربي، وأوضح بأنها تمتد على الجانب البحري لكتنور ١٠ متر، ويقع أسفلها على امتداد كتنور ٥ متر.

وإذا ما اتجهنا جنوباً يظل الانتظام في انحدارات السطح هو الظاهرة الشائعة، ولا يقطعها سوى قطوع صخرية محدودة الأبعاد لا يزيد ارتفاعها على متر واحد أو نحوه.

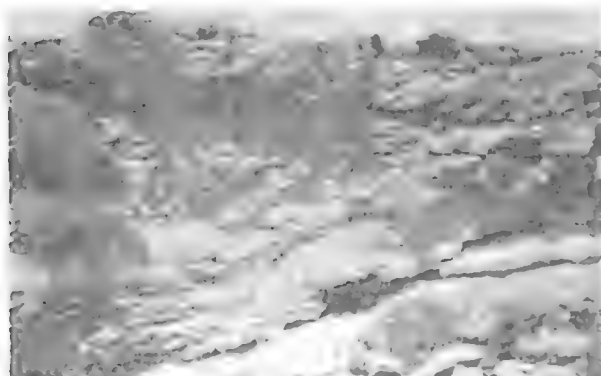
وسهل بنغازي صخري السطح في معظمه. ويظهر الصخر الجيري عارياً في هيئة بقع غير منتظمة الشكل تحيط بها وتفصل بينها تريات ضحلة حمراء أو بنية محمرة (شكل ٧). وهنا وهناك تبرز ريات صخرية محدبة، فسيحة القمم، هيئة الانحدار. والرواسب البلايوسينية حيثما وجدت رقيقة السمك، وفي بعض المناطق خصوصاً في نطاقات مجارى الأودية التي تعبر السهل يزداد سمك التربة الحمراء فيتراوح بين ٦ - ٧ متر بوادي القطارة في موقع الهوارى على طريق سلوق. جنوبي بنغازي بنحو ٩ كم. وهى هناك تتركز على صخر جيري ميوسيني ناصع البياض، وتظهر هذه التكوينات في محجر يستغله مصنع أسمنت الهوارى.

الظواهر الكارستية:

سبق أن ذكرنا أن سهل بنغازي قد تأثر بالحركات التكتونية التي تظهر في عدد من النظم الصدعية المتقاطعة. وهناك ثلاثة نطاقات صدعية: أحدها يمتد من «سیدی منصور» في الشرق عبر منطقة «الكويقية» إلى «عين زيانة» على الساحل في الغرب.



شكل (٨) فتحة حفرة كارستية في منطقة بوعطني.
لاحظ سطح السهل الصخري



شكل (٩) الجانب الشرقي من حفرة كارستية في منطقة الكويضية.
الجدار قائم الانحدار. وما تزال اجزاء الطبقة العليا بارزة تطل على فاع الحفرة.

ونطاق آخر يمتد من بنينه شرقاً إلى منطقة «بوعطلى - الليثى (الغدير) . ونطاق ثالث أقل حجماً يوازى وادى القطارة الأدنى وينتهى جنوب بنغازى . هذا بالإضافة إلى عدد من الكسور الشمالية الجنوبية الاتجاه التى سبقت الإشارة إليها .

ونطاقات الصدع التى تأخذ اتجاهها شمالياً جنوبياً موازية لكلا حافتي الرجمة وبنينة تعتبر المجمعات الأولى للمياه التى تنصرف سطحياً ثم باطنياً خلال الشقوق والكسور والكهوف والمسام التى تكتنف صخور الجانب الغربى من الجبل الأخضر بما فيه حوض القطارة نحو الغرب . أما الكسور التى تقاطع معها والتى حددناها فى ثلاث نطاقات تتخذ اتجاه سير المياه الجوفى من الجبل الأخضر (أى نحو الغرب) ، فهى التى تتسلم المياه من كل المجمعات المشار إليها ، وتحدد تسربها فى مجارى باطنية صوب البحر .

وتمثل الصخور الجيرية الهلثيتية والتورنونية التابعة للميوسين الأوسط، مخازن وموصلات جيدة للماء الجوفى . وهى صخور لينة غنية بالحفريات التى تعطى لها نسيجاً إسفنجياً، وتحوى فواصل وشقوق أصلية وثانوية تعتبر الموصل الرئيسى للمياه . وقد أثر



شكل (١٠) حفرة كارستية فى منطقة الكويضية.

القاع مضروش بالرواسب الصلصالية المحمرة، وفيها ينمو النخل والخضروات. لاحظ الانحدار القائم للجانب الشرقى للحفرة (يمين الصورة). وأسفله تنز المياه من عيون ما تزال تقوؤس أسافل الجرف، وعلي وجهه تستند كتل صخرية متراكمة سبق انهيارها منه. ارتفاع الجرف ١٢ م.

الماء الجوفي على امتداد نطاقات الشقوق والخطوط التكتونية تأثيراً بلياً وكثيفاً في إذابة الصخور الجيرية، وساعده في ذلك بناء الصخور المسامية وليونتها.

وعلى امتداد اتجاهات الخطوط التكتونية الرئيسية نجد الأشكال الكارستية الجوفية على اتصال بالأشكال الكارستية السطحية، ويتضح ذلك بصورة مثالية في نطاق بنييه - بوعلني في كهف الغدير، وفي نطاق سيدي منصور - الكوفية في كهف الجبج، ثم في البحيرات الكارستية كبحيرة بوجزيرة. فضلاً عما لهذه النطاقات العيبية من أهمية كبيرة كمخازن للمياه ومجمعات لها، فإنها في نفس الوقت تقرر اتجاهات تدفق الكميات الكبيرة من المياه الجوفية.

وفي منطقتي الكوفية وبوعلني ينتشر عدد كبير من الحفر الكارستية متفاوتة الأحجام (شكل ٨). وكلها عميقة، وتشرف جدرانها على قيعانها بانحدارات شديدة. وقد لاحظنا في كل حالة أن جوانبها الشرقية شديدة الانحدار، بل إن الانحدار قائم في معظم الأحيان (شكل ٩) وهذا إن دل على شيء فإنما يدل على أن الماء الباطني قد شارك في تكوينها. فهي لم تنشأ عن طريق إذابة الماء السطحي للتكوينات الجيرية فحسب وإنما أي، صاعاً عن طريق التقويض السفلي للماء الجوفي. وتوجد الآبار الضحلة والعيون عند أسفل الجروف الشرقية من حيث تصدر المياه باستمرار. وما يزال توسيع الحفر مستمراً بواسطة التقويض البنيوي. وكثيراً ما نشاهد أجزاء من تلك الجروف الشرقية وقد تساقطت في كتل صخرية كبيرة عند حضيضها، وأخرى ما تزال معلقة تنتظر دورها في السقوط. وتفترش أرض الحفر الجافة تربة حمراء خصيبة تجود فيها زراعة الخضروات وتنمو بها أشجار النخل واللوز (شكل ١٠).

ومن الحفر الكارستية ما يمتلئ بالمياه مكوناً لبحيرات تختلف في أحجامها ومنها بحيرات صغيرة في منطقة الكوفية. وأكبرها مساحة بحيرة بوجزيرة على يمين الطريق البري إلى توكره مباشرة، وعلى بعد نحو ٦ كم من بنغازي. وجانبها الشرقي أيضاً قائم الانحدار وتتفجر أسفله من القاع عيون جارية. ومن البحيرات الساحلية ما تستقى مياهها من العيون النافقة وأشهرها وأكبرها بحيرة عين زيانة الواقعة على يسار الطريق إلى توكره، وهي ذات اتصال جزئي بالبحر (شكل ١) ومياهها صافية ضاربة إلى الزرقاء، ولهذا فهي تدعى أيضاً بالبحيرة الزرقاء. وتتفجر فيها العيون واضحة من قسمها الشرقي، ويشاهد على سطحها تيار ظاهر تجري مياهه في اتجاه الغرب نحو البحر.

ومن أشهر الكهوف كهفان: أحدهما معروف مشهور منذ القدم يدعى بكهف الليثي أو الغدير، ونسبة الأملح بمياهه مرتفعة، وطوله غير معروف، وسطح مائه راكد لم يشاهد فيه تيار متحرك. والكهف الثاني يقع في منطقة الكوفية على يمين الطريق إلى توكره

بنحو ٣ كم ويسمى بالجبخ (كلمة ليبية تعنى خلية النحل) . ويبلغ عمقه من السطح زهاء ٢٤ متراً، ومنسوب مائه على ارتفاع نحو ٤ متر. وماؤه عذب مستساغ إذ تبلغ نسبة ملوحته ٣ جزء فى كل ١٠,٠٠٠ جزء، بينما تبلغ نسبة ملوحة مياه بنينه من حيث تستقى مدينة بنغازى ٨,٥ جزء لكل ١٠,٠٠٠ جزء. ويستغل ماء الكهف بالصنخ إلى سطح الأرض حالياً، وتؤخذ المياه بالسيارات للاستفادة منها فى الأراضى المجاورة. وقد ثبت بالدراسة أن مياه الكهف على اتصال ببحيرة زيانة.

هذا ويعتقد أن مشروع خزان القطارة سيعمل على تحسين نوعية وكمية المياه الباطنية خصوصاً فى نطاق بنينه - الليثى، وبدرجة أقل من ذلك فى نطاق سيدى منصور - الكوفية. ومن المرجح أن الرشح من الخزان الرئيسى فى اتجاه الغرب والذي تقدر كميته بحوالى ٤ مليون متر مكعب سنوياً، سيجرى فى نفس اتجاهات المسالك الباطنية الحالية، أى على امتداد النطاقات التكتونية المشار إليها (تقرير مشروع وادى القطارة ١٩٦٧).



شكل (١١) جزء من ساحل سهل بنغازى إلى الشمال من دريانه. تمتد صخور السهل الجيرية فتصل إلى البحر وتطل عليه بجروف قليلة الارتفاع، وفيها ينشط فعل الأمواج مكوناً لفجوات وكهوف. لاحظ بعضاً من الكتل الصخرية المتساقطة. وطرح البحر من بقايا الأحياء البحرية.

الشريط الساحلي؛

يمتد الشريط الساحلي الذي يتميز بظواهر اللاجونات والسبخات والكثبان الرملية قديمها وحديثها فيما بين خط الشاطئ الحالي والطريق الرئيسي بين الزيتينة وتوكره .

ويمتد بحذاء خط الساحل الحالي مباشرة نطاق من الكثبان الرملية الحديثة التي تبدو من بعيد ناصعة البياض . وهي قد تتصل في هيئة سلسلة مستمرة تتفاوت في ارتفاعها بين ٥ - ١٠ متر، وقد تنقطع في شكل كثبان مستطيلة تفصل بينها تجاويف أقل ارتفاعاً .

والكثبان الشاطئية الحديثة ما تزال في نمو مستمر، يدل على ذلك الغطاء الهش من الرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات التي تتحرك فوقها، ويمكن تتبعها من الزيتينة شمالاً حتى بلدة دريانه، ومن بعدها تضمحل ثم تتلاشى عند «برسيس» جنوب توكره بنحو ٩ كم. ويرتبط نمو الكثبان الحديثة باتساع نطاق البلاج المجاور لها. فحيثما اتسع نطاق الشاطئ وازدادت ضحوقه، وكان انحداره هيناً سهلاً صوب البحر استطاعت أمواج العواصف أن تقذف بكميات متجددة من الرواسب منشئة لبلاج فسيح، ما تلبث الرياح أن تدفع بمكوناته صوب الداخل، فتظل سلاسل الكثبان حية نامية . وهذا ما تمكن ملاحظته في كل النطاق الممتد من الزيتينة شمالاً عبر بنغازي حتى قرب برسيس .

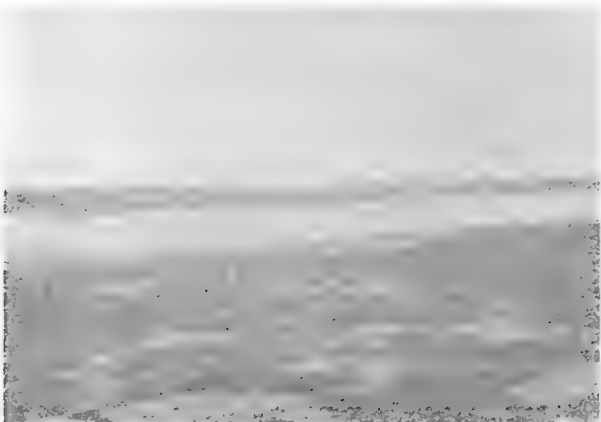
ويختلف الوضع عن ذلك إلى الشمال من البلدة الأخيرة . فهنا نجد البلاج يضمحل، بل نجد الشاطئ صخرياً حيث تمتد الصخور الجيرية التي يتركب منها السهل وتصل إليه عند حوالى منسوبه . أو قد تشرف عليه بجروف قليلة الارتفاع (شكل ١١) . وقد تتركب الجروف من مكونات كثبان رملية متصلية قديمة . وتبدو هذه الظواهر واضحة على الخصوص في النطاق الممتد بين توكره وسنجة الكوز، ثم في مواضع كثيرة بين الأخيرة وسيدى خليفة . ويلاحظ أيضاً أن البحر عميق بجوار خط الشاطئ مباشرة . والشاطئ لا شك والحالة هذه ينحدر بشدة صوب البحر مما لا يدع فرصة للأمواج العاصفة من دفع كميات مناسبة من الرمال تكفي لبناء كثبان رملية بأحجام ذات بال . يضاف إلى ذلك أن حركة المد والجزر طفيفة . ومن ثم فتأثير المد كعامل مساعد في حركة الأمواج البناء جد محدود، كما وأن مقدار الجزر لا يكشف من مواد البلاج شيئاً .

وحينما نترك سلاسل الكثبان الشاطئية الحديثة ونتجه صوب اليابس نجد شريطاً تتناوبه البحيرات الساحلية والسبخات والكثبان الرملية القديمة . وهو يتفاوت في عرضه من مكان لآخر تفاوتاً كبيراً . ففي أقصى الجنوب تمتد الكثبان الرملية القديمة إلى الطريق البري الذي يبتعد عن الشاطئ في بعض المواضع بمقدار ٢٠ كم، بل إن الطريق ذاته يقطع النطاق أحياناً، وعلى جانبيه تتضح ظاهرة الطبقة المتقاطعة التي تميز الكثبان الرملية الهوائية النشأة . وبالاتجاه شمالاً يضيق النطاق وتحدد سلاسل الكثبان القديمة

بسلستين ثم بسلسلة واحدة نوازي سلسلة الكثبان الحديثة المتاخمة للساحل الحالي. وفي المنطقة المحصورة بين بلدني دريانه ويرسيس تتقطع الكثبان القديمة وتفقد امتدادها الطولي المتصل، وتبدو في هيئة تلال عديدة مستديرة الأعلى هيئة انحدار الجوانب.

وتتركب الكثبان القديمة كالكثبان الحديثة من الوجهة البتروجرافية من حطام الأصداف البحرية الدقيق الحبيبات التي اندمجت ببعضها بالكالسيت، فهي في مادتها لا تختلف عن الرواسب البحرية التي عثر عليها في مواضع مختلفة من الشريط الساحلي كل من دزيو (١٩٣٩) وهي (١٩٥٥)، ووجه الاختلاف ينحصر في طريقة نقلها وإرسابها. فهذه قد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح، ولهذا فإن حبيباتها تبدو مستديرة حسنة التصنيف، كما وأن مواد الكثبان تخلو عادة من الرواسب الحصوية والحفريات الكبيرة الحجم. والكثبان القديمة نظراً لقدمها تظهر مغبرة اللون داكنة لطول تأثرها بعمليات التجوية وسقى الرواسب الحمراء.

ولاشك أن هذا النطاق من الكثبان القديمة قد تكون حينما كان منسوب البحر أدنى منه في وقتنا الحالي بحيث انحسرت المياه عن شاطئ عريض افترش بالرمال التي نقلتها



شكل (١٢)، جزء من إحدى سيخات شمالي مدينة بنغازي. وقد بنيت المدينة ذاتها فوق كثبان رملية متصلة قديمة تكتنفها وتتخللها البحيرات التي جرى ويجري تجفيفها باستمرار لمواجهة التوسع العمراني النشط.

الرياح وأرسبتها مكونة لسلاسل من الكثبان متوازية. ولا يشترط بالضرورة افتراض فترات زمنية كبيرة قد فصلت بين تكوين كل سلسلة وأخرى كما أنه ليس من الضروري افتراض حدوث ذبذبات إيوستاتية متعاقبة لإمكانية تكوينها. ذلك أن هذه الكثبان تتربك كلية من رواسب بحرية جيرية عضوية تسهل إذابتها بمياه المطر الكربونية ثم يسهل تصلبها والتحام حبيباتها بسرعة بإرساب الكالسيت كمادة لاحمة، وفي اعتقادنا أن الانخفاض الإيوستاتي في منسوب البحر الذي يعاصره تكوين الكثبان القديمة يتفق مع فترة أواخر الجليد ابتداء من مرحلة «بومر» Pommer، إلى نهاية مرحلة سالبوسيلكي Salpausselkae. ومن الممكن تأريخ السلاسل الأقدم المجاورة للطريق البري بانخفاض منسوب البحر في مرحلة بومر، والسلاسل القديمة المجاورة للسلاسل الحديثة الشاطئية بمرحلة سالبوسيلكي.

ويفصل سلاسل الكثبان الشاطئية عن نطاق الكثبان الداخلية بحيرات ساحلية ضحلة مالحة المياه تعرف محلياً بالسبخ (جمع سبخة). وفي المواضع التي تتحدد فيها سلاسل الكثبان بالشاطئ تظهر اللاجونات بينها وبين الطريق البري مباشرة (شكل ١). وبعضها ما يزال متصلاً بالبحر عن طريق فتحات متباعدة الإتساع تدعى محلياً باسم التوع. وتمتلى البحيرات بالمياه أثناء الشتاء حين تصلها مياه الأمواج العاصفة، وتقل مياهها أثناء الصيف. وقد ردمت بعض منها بالرواسب القارية وتحولت أرضها للزراعة. كما في نطاق دريانه، أو قد جففت صناعياً كما في محيط مدينة بنغازي. وحين الجفاف تزهو أملاح السبخ في غطاء أبيض، لكنه يبدو مغبراً محمراً في معظم الأحيان بسبب إختلاط الأملاح بالمواد الصلصالية الحمراء التي تسفيها الرياح أو تجلبها الأودية التي تنصرف إلى السهل.

نشأة السهل؛

هناك اتفاق عام على أن حافة بنينة ما هي إلا جرف بحري (دزيو ١٩٣٩) (وهي ١٩٥٥). وبالمثل فإن رصيف توكرة هو الآخر رصيف بحري (جودة ١٩٧٢). ويعزز هذا الرأي الانحدار العام الذي يتخذهُ السطح الصخري للسهل صوب البحر ابتداء من حضيضها من جهة، ثم المناسيب المنتظمة التي تقع عندها هوامشها العليا والسفلى من جهة أخرى.

وقد ناقش هيبي (١٩٥٥، ص ٤٥ - ٤٧) الآراء التي قيلت في نشوء السهل ومنها رأى دزيو الذي يعتقد بنشأته التكوينية، كما عرض مختلف العوامل التي يمكن أن تكون قد شاركت في تكوينه وخلص إلى القول بأنه قد نشأ كلية عن طريق التعرية البحرية. فهو يعتقد أن السهل رصيف بحري، وأن حافة الرجمة التي تحده شرقاً جرفه المصاحب،

وأنهما قد نشأ بوضعهما الحالى كلية أثناء فترة منسوب مرتفع لمياه البحر واحدة. ويرى فى استمرار منسوب أسافل الحافة أبلغ دليل يسند نظريته.

وعلى الرغم من أن مشاهداتنا الجيومورفولوجية خلال الدراسة الحقلية تعزز وتتفق مع كل المشاهدات التى سجلها هبى، مما يحملنا إلى الاعتقاد بالدور الهام الذى قامت به التعرية البحرية فى ظهور السهل بشكله الحالى، إلا أننا لانستبعد بل لايمكن أن نهمل الدور الذى لعبته العمليات التكتونية فى النشأة الأولى للسهل. فبجانب الأدلة الجيولوجية الطيبة التى ساقها دزيو (١٩٣٩) وانظر هبى ص ٤٥ - ٤٧)، قد تبين من الدراسات الجيولوجية الكثيفة التى قامت بها هيئة مشروع القطارة سطحياً وعن طريق المجسات العميقة، وجود عيب واضح يمتد موازياً لحافة هضبة الرجمة، وعلى امتداده ينبغى أن يكون الجناح الغربى قد هبط هبوطاً كبيراً. ففى كل المجسات التى أجريت فى حوض القطارة قد عثر على التكوينات الإيوسينية عند منسوب يزيد على ١١٠ متر. بينما لم يعثر عليها فى كل المجسات التى أجريت فى نطاق بنينه - بنغازى على أعلى من منسوب ٣٠ متراً.

من هذا نخلص إلى القول بأن النشأة الأولى للسهل قد شاركت فيها العمليات التكتونية سواء برفع الجبل الأخضر على امتداد صدع الرجمة، وبقاء السهل مستقراً، أو بالرفع للجبل الأخضر والهبوط للسهل فى آن واحد، ويعزز الشق الأخير كثرة وجود الكسور المحلية فى نطاق بنينه - بنغازى. وقد أعقب النشأة الأولى للسهل طغيان مياه البحر وممارستها لفعل نحاتى دام فترة طويلة أثناءها تشكلت حافة الرجمة وسطح السهل بمظهرهما الحالى. أما حافتا بنينه وتوكره فهما بطبيعة الحال يمثلان منسوبيين بحريين أحدث عهداً، عندهما توقف منسوب البحر مستقراً أثناء فترتين متتاليتين طويلتين نسبياً.

المراجع

- جودة حسنين جودة: (١٩٦٦)، العصر الجليدي، منشورات جامعة بيروت العربية.
- عبد العزيز طريح شرف: (١٩٧١)، جغرافية ليبيا، طبعة ثانية، الإسكندرية.
- لوحات ليبيا مقياس ١ : ٥٠,٠٠٠
- لوحة بنغازي مقياس ١ : ١٠٠,٠٠٠
- لوحة بنغازي مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠
- لوحة سلوق مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠
- Desio. A. (1939): Studi morfologici sulla Libia orientali. Miss. Sci. della R. Acc. d'Italia a Cufra, Vol. II, Rome.
- Gregory, J.W. (1911): The Geology of Cyrenaica. Q. Z.G.S. Vol. LXVII, pp. 572 - 615. London.
- McBurney, C.B. M. & Hey, R.W. (1955): Perhistory and Pleistocene geology in Cyrenaican Libya. London.

الفصل الخامس

طرق بحث بتروجرافية للدراسة الجيومورفولوجية

تتخذ الأبحاث الجيومورفولوجية لإقليم ما ثلاثة اتجاهات متميزة:
الإتجاه الأول: نحو دراسة طبوغرافية للإقليم .. نحو دراسة للأشكال الأرضية ذاتها، ومن ثم تستخدم طرق بحث مورفولوجية بحثه.

الإتجاه الثانى: يهتم بالدراسة الجيولوجية الاستراتيغرافية والباليوئنتولوجية، ودراسة الحفريات الحيوانية والنباتية (حبوب اللقاح).

الإتجاه الثالث: يختص بفحص المواد (غير العضوية) المكونة أو البانية للأشكال الأرضية، ومن ثم تستخدم طرق بحث بتروجرافية.

ونحن لانعطى واحداً من اتجاهات البحث هذه ميزة معينة، بل لايبغى تغليب أهمية أحدها على الآخر، إذ أن ما تهدف إليه الدراسة هو الوصول إلى نتائج مفيدة عن طريق إتجاه أو آخر من تلك الاتجاهات الثلاثة.

وسنعرض فى هذا المقال أهم طرق البحث المستخدمة فى الإتجاه الثالث. وطرق البحث البتروجرافية كثيرة متنوعة، ويمكن تقسيم ما نختص منها بدراسة الرواسب إلى أربع مجموعات رئيسية هي:

١- طرق بحث جرانولوميتيرية، وتختص بتحليل وتوزيع أحجام الحبيبات (تحليل ميكانيكى).

٢- طرق بحث صخرية نوعية، ومعدنية، وكيميائية.

٣- طرق بحث مورفوميتيرية، وتختص بدراسة شكل الحبيبات، ودرجة تجويتها.

٤- طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه مكونات الراسب فى بيئة التراكم.

ولقد أختارنا من بين هذه الطرق أفضلها وأنسبها، مراعين فى الاختيار أن تتوفر فيها سهولة الاستعمال، وأن تتميز باقتصاد قدر طيب من الجهد والوقت، فضلاً عن إمكانية تطبيقها فى محيطنا المحلى.

١- طرق بحث جرانولوميتيرية:

الهدف هنا من تحليل الراسب هو توزيع أحجام حبيباته وتصنيفها إلى مجموعات حجم. ويتوقف اختيار الطريقة التى تستخدم لهذا الغرض على طبيعتها. فالراسب ذو المكونات الخشنة الكبيرة الحبيبات كالحصى والرمل يمكن تحليل عيناته ميكانيكياً بطريقتى النخل الجاف والنخل باستخدام الماء. أما الرواسب الدقيقة الحبيبات كالرمل

الناعمة، والطفال، واللوس، والسيلت (الغرينك)، والصلصال ... فيجب فحصها وتحليلها بطرق أخرى - منها النخل بالماء - سيرد ذكرها فيما بعد.

النخل الجاف:

يستخدم لذلك مجموعة من مناخل معدنية ذات فتحات متباعدة الأقطار، وفرن كهربائي لتجفيف عينة الراسب، وجهاز كهربائي هزاز (يستعاض عنه بالهز اليدوي إذا لم يتيسر وجوده).

والطريقة الشائعة الإستعمال لتحليل الراسب الخشن المكونات أن نضع عينة منه في فرن التجفيف، ونتركها فيه فترة كافية حتى تجف تماماً. ونزن من العينة الجافة مقداراً يبلغ ١٠٠ جرام، نضعه فوق مجموعة مناخل ذات فتحات متباعدة الأحجام، يتم تركيبها فوق بعضها، بحيث يكون المنخل الأوسع فتحات إلى أعلى، والأدق فتحات إلى أسفل، ويتم تركيب مجموعة المناخل في إناء يتلقى فضلات النخل، ثم نضع المجموعة كلها في الجهاز الهزاز لمدة ساعة كاملة عند تحليل كل عينة، ليتسنى للحبيبات أن تنفذ في كل منخل من خلال الفتحات المناسبة، ولكي تتماثل المعاملة مع كل عينة. وفي النهاية نزن القدر المتبقى في كل منخل، ونستخرج النسبة المئوية لك؛ بل قدر بالنسبة لجملة وزن العينة. ويمكن التأكد من صحة النتائج بمقارنة مجموع المتبقى في كل المناخل بالإضافة إلى فضلات النخل بمجموع وزن العينة التي استخدمت أصلاً للتحليل. وينبغي منذ البداية مراعاة استخدام مناخل ذات فتحات معينة يتم اختيارها بحيث تتلاءم مع طبيعة الراسب، إذ يجب - ما أمكن - أن لا تزيد النسب المئوية لأكبر الحبيبات وأدقها على ٢٪ بالنسبة لجملة وزن العينة، وذلك لأن طرفي العينة (من حيث توزيع حجم الحبيبات) لهما أهميتهما الخاصة في الإهتمام إلى العامل الذي بواسطته تم تراكم الراسب.

النخل بالماء:

وتستخدم طريقة النخل بالماء للحصول على نتائج أكثر دقة. ولو أنها تستغرق من الوقت فترات أطول - وهي لا تختلف عن الطريقة السابقة سوى استخدام الماء العذب لفصل الحبيبات عن بعضها، وغسلها غسلًا جيداً، وذلك بتسليط، «دوش» من ماء الصنبور على مكونات العينة الموضوعة في المنخل العلوي، ويمكن استخدام الجهاز الهزاز - إن وجد - أثناء إجراء التحليل. وتجفف بقايا العينة في كل منخل، وتوزن، وتستخرج النسب المئوية على نحو ما سبق شرحه.

ولطريقة النخل بالماء مزاياها التي تتلخص في سهولة الإستعمال، وأنها أكثر صلاحية من غيرها للمقارنة نظراً لأن معظم التحليلات الخاصة بتوزيع أحجام مكونات الرواسب الرملية كانت تجرى وما تزال بهذه الطريقة. ولها أيضاً مثالبها: إذ أن فتحات

المناخل معرضة للتغير بكثرة الإستعمال فضلاً عن أن أشكال حبيبات الراسب لها تأثير ضار بالنتائج كما وأن كثافة المكونات لا تؤخذ في الاعتبار.

ويمكن تحليل المكونات الأدق من الرواسب (رمل ناعم، طفيل، لوس، سيان، صلصال) بواسطة طرق أخرى، بعضها أسرع بكثير حتى من طريقة النخل الجاف، كما أنها توازيها في الدقة.

طريقة إميري (Emri 1938):

ومن بين تلك الطرق الطريقة التي تستخدم إناء الترسيب المشهور باسم إناء إميري، وأساسها السرعة النهائية لتساقط حبيبات الرواسب في الماء. ولهذه الطريقة مزاياها: فهي سهلة الإستعمال، وتوفر قدراً طيباً من زمن التحليل، وهي أكثر من غيرها شياً بما يحدث في عمليات الإرساب الطبيعي، كما أنها تتميز بتوالي الإرساب، إذ ينعقد وجود حدود فاصلة حادة بين مجموعات الحجم كالتى تعينها وتحددها أحجام فتحات المناخل، وفضلاً عن ذلك فهي تعطى معلومات عن الشكل والحجم والكثافة، وعيبيها أن مكونات العينة تميل إلى التساقط في مجموعات أو وحدات، مما قد يسمح بتسجيل سرعات ترسيب خاطئة.

طريقة الهيدروميتر (Astm 1954):

وهي طريقة معروفة، سبق لنا استخدامها في الدراسة بسويسرا، وسنعرض خطوات التحليل التي قد تيسر لنا تبسيطها عما يراه بعض الباحثين، وإن كانت تحمل بعض الأخطاء الضئيلة التي يمكن التغاضي عنها، نظراً لأنها لا تؤثر تأثيراً يذكر في قيم النتائج. وقد تبين من إجراء العديد من التحليلات باتباع تلك الخطوات المبسطة أن نتائجها صالحة للمقارنة، وأنها توفر الوقت في حدود معقولة.

خطوات التحليل:

تستخدم للتحليل عينة جافة وزنها ٧٠ جراماً. تستبعد المكونات الخشنة عن طريق النخل الجاف بواسطة منخل قطر فتحاته ٢ ملم. يتم تعيين مكونات الراسب ٢ - ١ ملم، ١ - ٠,٥ ملم، ٠,٥ - ٠,٢ ملم، ٠,٢ - ٠,٠٧٥ ملم، ٠,٠٧٥ - ٠,٠٢٥ ملم بواسطة النخل بالماء. تجفف بقايا المكونات في كل منخل وتوزن، وتحسب نسبها المئوية بالنسبة لجملة العينة. تترك بقايا العينة ذات الحبيبات أقل من ٠,١ ملم مدة يوم أو بعض يوم ليتم إرسابها. يستبعد الماء الصافى، وتجفف بقايا العينة في فرن التجفيف بتأثير درجة حرارة ١١٠ درجة مئوية.

إذا كان الراسب يحتوى على قدر كبير من المواد العضوية فيسمى استبعادها (من بقايا

الراسب أقل من ١, ٠ ملم) عن طريق معاملة الراسب ببعض المحلولات كمحلول كلوريد الكالسيوم. أما إذا كانت كمية المواد العضوية ضئيلة، فيمكن إهمالها، نظراً لأن المعاملة بالمحلولات مملة، ويضيع معها وقت طويل، وهي لا تؤدي حينئذ إلى نتائج أفضل.

وللتحليل الهيدروميترى يوزن مقدار ٥٠ جرام (حببيات أقل من ١, ٠ ملم) سبق تجفيفه ومعاملته بمحلول كلوريد الكالسيوم، ويوضع في زجاجة خاصة (تسمى زجاجة إرلينميير Erlenmeyer سعتها ٧٥٠ مليلتر. ويضاف إليه ٥٠٠ مليلتر ماء مقطر و ٢ جرام من مادة الكالجون Calgon التي تساعد على فصل وتشتيت الحبيبات عن بعضها، ثم توضع الزجاجة في الجهاز الهزاز لمدة عشر ساعات تقريباً. ويمكن إنقاص فترة الهز إلى النصف أو أقل إذا كانت العينة لا تحتوي إلا على قدر صغير من ذرات الصلصال.

وللتحليل تستخدم مخابير مدرجة سعة كل منها ١٠٠٠ مليلتر. تفرغ العينات بحرص وعناية في المخابير التي تملأ بماء مقطر إلى ارتفاع ١٠٠٠ مليلتر، وتوضع المخابير بجوار بعضها في حوض مائي زجاجي، فيه تبقى حرارة الماء عند درجة ٢٠ مئوية، وذلك بواسطة جهاز منظم للحرارة، وتجهز قائمة يوضح فيها زمن بداية الترسيب، وأوقات القراءات، وقيمتها، وقيم تصحيحها.

وينبغي قلب العينة في كل مخبار قليلاً جيداً بواسطة عصا زجاجية حتى تظل الحبيبات عالقة في الماء بصورة متناسقة، ثم يوضع هيدروميتر بيوكوس Bouyoucos Hydrometer، وتجري القراءات بعد دقيقة من وضعه، ثم بعد دقيقتين، وبعد خمس دقائق ... ويجب التأكد دائماً من وجود الهيدروميتر بعيداً عن جدران المخبار، حتى لا يعرقل الاحتكاك بالجدران حرية حركة الهيدروميتر.

وتبقى الهيدروميترات في المخابير أثناء الساعة الأولى، ثم تلتقط وتستبعد منها بعناية وحرص دون إحداث أي اضطراب في الماء المحتوى على العينة، وتوضع مرة ثانية قبل القراءة التالية بفترة وجيزة، وذلك لتفادي ترسيب المواد الدقيقة على أجسام الهيدروميترات، الذي لو حدث فإنه يضغط عليها فتغوص أكثر من اللازم، ويؤدي ذلك إلى نتائج غير دقيقة.

ويمكن إجراء تحليلات لست عينات باستخدام ستة هيدروميترات في نفس الوقت تقريباً. مع ملاحظة وجود فرق زمني في القراءة بين كل هيدروميتر وآخر مقداره ثلاث أو ست دقائق. وتسجل القراءات في قائمة يتم إعدادها قبل إجراء التحليل الهيدروميترى. ويستغرق التحليل الهيدروميترى كله مدة يومين أو ثلاثة (في حالة وجود الذرات الصلصالية بكثرة).

نتائج التحليلات الجرانوليومترية وطرق عرضها:

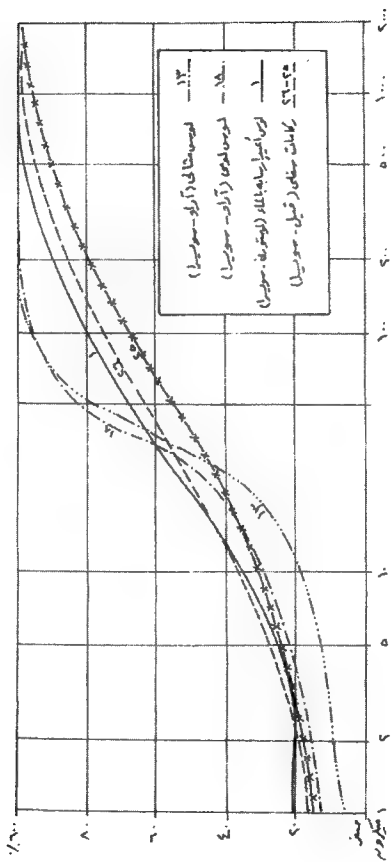
تحتوي المراجع عديداً من القوائم التي يستخدمها الباحثون لعرض نتائج التحليلات الميكانيكية، ومعظمها معقد. ونقترح قائمة مبسطة لتوزيع أحجام الحبيبات نردها في الآتي:

نوع الراسب	الحجم السائد للحبيبات بالمليمتر	طريقة التحليل
كتل صخرية حصي	أكثر من ٥٠ ٢ - ٥٠	القياس بالقدمة
رمل خشن (ثلاث درجات)	أ ب جـ (رمل هوائي)	١ - ٢ ٠,٥ - ١ ٠,٢ - ٠,٥
رمل ناعم (ثلاث درجات)	أ ب جـ (حبيبات القفز بفعل الصقيع)	٠,١ - ٠,٢ ٠,٥ - ٠,١ ٠,٠٢ - ٠,٠٥
سبليت (ثلاث درجات)	أ ب جـ	٠,٠١ - ٠,٠٢ ٠,٠٥ - ٠,٠١ ٠,٠٢ - ٠,٠٥
صلصال	أقل من ٠,٠٢	التحليل الهيدرومترى

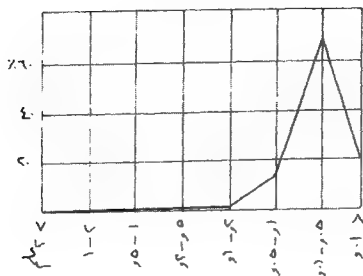
ويعبر عن نتائج التحليلات الميكانيكية نسب مئوية بالوزن، وكى يمكن الإلمام بتوزيع أحجام الحبيبات ورؤيتها بسهولة ويسر، تعرض في منحنيات بيانية.

وقد عرضنا نتائج التحليلات الميكانيكية لرواسب الزمن الرابع في القسم الشمالى من سويسرا في منحنيات إجمالى على ورق تقسيم لوغرىمى. ووضحنا على الخط الرأسى النسب المئوية بالوزن، على الخط الأفقى اللوغرىمى أحجام الحبيبات. ومن ثم أمكننا استقراء قيم أى حبيبات مطلوبة من المنحنيات الإجمالية في محاولات لتشخيص طبيعة الراسب، وإمكان تصنيفه ووضع في أى من درجات أنواع الرواسب الموضحة بالجدول السابق. ومن كل منحنى إجمالى استخرجنا ثمانى قراءات رئيسية (من الممكن زيادتها

شكل (١) منحنيات بيانية مثالية لتكوينات لوس وركامات سفلى

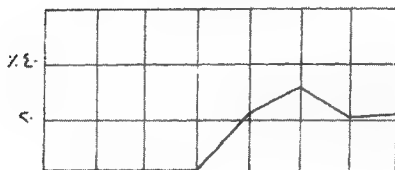


لوس (پازل سویسرا)



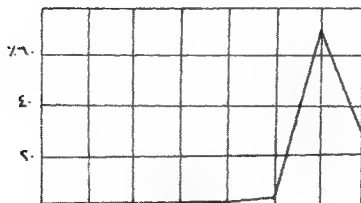
شکل (۲)

لوس خشن (بایرن - آلمانیا)



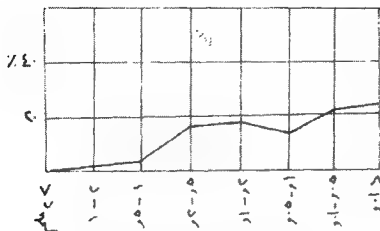
شکل (۳)

لوس (الصين)



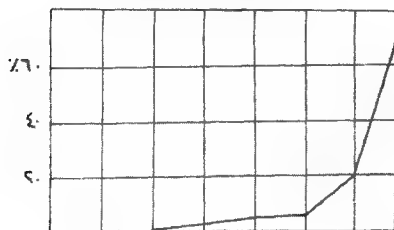
شکل (۴)

صلصال جلاميدي (ركام سفلي - سويسرا)



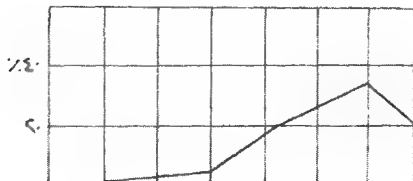
شكل (٥)

رقائق صلصائية (ساكنس - ألمانيا)



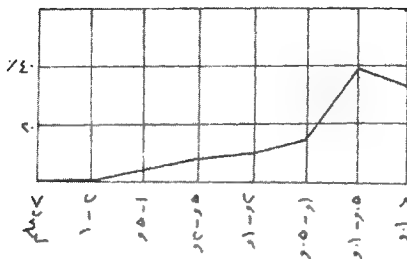
شكل (٦)

سيلت طباقية (ليبزج - ألمانيا)



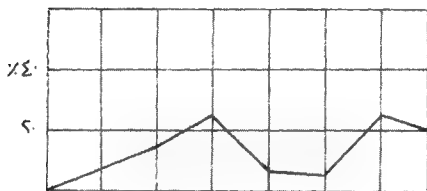
شكل (٧)

لوم فيضي (تورجاو على الألب - ألمانيا)



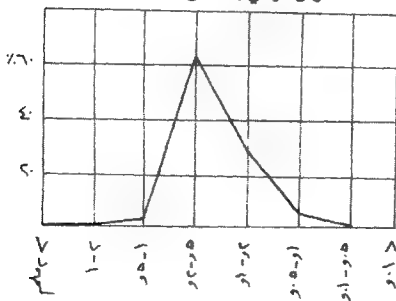
شكل (٨)

لوم رملي (سويسرا)



شكل (٩)

رمل هوائي (ساكسن - ألمانيا)



شكل (١٠)

حسب الحاجة) للأحجام الآتية: ٠٠٢، ملم، ٠١، ملم، ٠٥، ملم، ١، ملم، ٢، ملم، ٥، ملم، ١٠، ملم، ٢٠، ملم وعرضناها فى منحنيات بيانية (انظر الأشكال من ١ إلى ١٠، وانظر أيضاً جودة ١٩٦٢ ص ١٧٦، ١٨٢). وقد اقتصر استخدامنا للمنحنيات البيانية على العينات السطحية التى جمعناها من مساحات واسعة لتحديد مجال توزيع الراسب. وعلى العينات الذى أخذناها ن قطعات ضحلة قليلة السمك. أما بالنسبة للعينات العديدة التى تؤخذ من قطعات عميقة سميكة غنية بتنوع تكويناتها، فىمكن تجميع وعرض كل النتائج الخاصة بتحليل مختلف العينات على ورق بيانى مليمتري. ويحوى الشكل البيانى حينئذ أرقام العينات على حافته اليسرى، ويرسم إلى يمينها القطاع نفسه، يليه توضيح العمق والسمك بالسنتيمتر، ووصف لطبيعة التكوينات الخاصة بكل طبقة فى القطاع، ويعقب ذلك - تجاه اليمين - رسم منحنيات التجميع لتوزيع أحجام الحبيبات، ثم النسب المئوية للمحتوى الجبرى والدولوميت، ولما تحويه العينات من المواد العضوية. وتوضح الحفريات - أنواعها وأعدادها - على الحافة اليمنى للشكل البيانى. (انظر جودة، ١٩٦٢، أشكال ٩، ١٢، ١٦، ٢٣).

ومثل هذا العرض لنتائج التحليلات له ميزته التى تتمثل فى إمكانية استقراء كل نتائج الدراسة لقطاع عميق يبلغ سمكه عشرات من الأمتار فى يسر ووضوح، وفى سهولة إجراء المقارنة بين مختلف صفات القطاع، وفى توضيح التغير الذى طرأ على التراكم تبعاً لطبيعة العامل المرسب أو بسبب تغير حدث للبيئة الطبيعية فى منطقة القطاع.

وتلعب التحليلات الميكانيكية وتوزيع الحبيبات دوراً هاماً فى تقييم نوع الراسب وطبيعته، وفى التعرف على العامل المرسب وعلى الظروف الجغرافية التى كانت سائدة أثناء الإرساب. وعن طريق توزيع الحبيبات يمكن التفريق بسهولة - على سبيل المثال - بين الراسب الهوائى والراسب المائى، فلكل منهما نمطه الخاص من الحبيبات: فالرمل الهوائى تشخصه قمة تمثل نسبة كبيرة من الحبيبات بين ٥ - ٢٠ ملم، وتبرز طبيعة اللوس الهوائى نسبة عالية من الحبيبات بين ٠,٥ - ٠,١ ملم. وفضلاً عن ذلك يمكن إبراز ما طرأ على الراسب الأصلى من تغير وتحول بسبب اختلاف وتغير الظروف المناخية، فالراسب الهوائى قد ينقل ويعاد إرسابه بواسطة الماء، أو قد تختلط بالراسب الأصلى مواد غريبة جلبت إليه عن طريق عمليات تحرك المواد كعمليات الإنسياب الأرضى، وهذه لها دلالاتها المناخية، أو قد تتغير طبيعة الراسب محلياً عن طريق التجوية التى بتغير نمطها وتأثيرها بتغير الظروف المناخية. وقد يرجع التغير فى طبيعة الإرساب إلى العامل المرسب نفسه: فسرعة المياه الجارية تختلف من فصل إلى آخر، وتباين بالذبذبات فى مستوى القاعدة، وسرعة الرياح وقدرتها على الحمل تتباين تبايناً

كبيراً، ورواسب الجليد المتقدم تختلف عن رواسب الجليد المتراجع، ورواسب الذوبان الشتوى للجليد غير رواسب الذوبان الصيفى . وتتغير طبيعة الراسب أيضاً بحسب موقعه قريباً من نهر أو بعيداً فى بيئة طبيعية مفتوحة . فالراسب الهوائى يختلط بمكونات الراسب المائى قريباً من الأودية النهرية، ويمتزج بالراسب البحرى قريباً من شواطئ البحار، ويصبح أصيلاً مثالياً بعيداً عن هذه وتلك فى بيئة مكشوفة .

وقد استخدم توزيع الحبيبات وما يزال يستخدم للتفريق بين التكوينات الهوائية والرواسب المائية . مثال ذلك تلك الدراسة المستفيضة التى قام بها L. Koelble (١٩٣٠) ، (١٩٣١) فى حوض فينا بالنمسا . فقد عين توزيع أحجام الحبيبات للرواسب الرملية الدقيقة حسب طريقة الترسيب لأتربيرج Atterberg ، وتوصل إلى التقسيمات الآتية:

(أ) حبيبات أصغر من ٠.٢ ملم	(صلصال + طفال)
(ب) حبيبات بين ٠.٢ - ٠.٥ ملم	(رمل ناعم)
(جـ) حبيبات بين ٠.٥ - ٢ ملم	(رمل متوسط)
(د) حبيبات أكبر من ٢ ملم	(رمل خشن)

وحسب ما يرى Koelble يكون الراسب هوائياً إذا كانت مكوناته أ + ب أكثر من ٥٠ ٪ . ويكون الراسب مائياً إذا كانت رتب مكوناته ب + جـ + د أكثر من ٥٠ ٪ .

وبهذه الطريقة استطاع ذلك الباحث حصر وتصنيف الأراضى فى منطقة بحثه على أساس أصل النشأة والعامل المرسب وطبيعته واتجاهه .

وقد استخدم W. Fauler (١٩٣٦) طريقة أسهل وأبسط تعتمد على توزيع أحجام الحبيبات أيضاً، وأمكنه بواسطتها التفريق بين الرواسب الهوائية والرواسب المائية النهرية فى منطقة بحثه على هوامش الغابة السوداء بين بلدتى آخرن Achern وأوفينبورج، Offenburg . وقد وجد أن الرواسب التى تتركب من مكونات تسودها حبيبات أكبر من ٠.٣ ملم قد عانت عملية نقل مائى لمسافة طويلة . أما الرواسب التى تتكون من نسبة كبيرة من حبيبات تقل أحجامها عن ٠.٦٧ ملم فقد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح . واستطاع بهذه الوسيلة أن يتتبع مصدر الرواسب الهوائية من منطقة السهل الفيضى لنهر الراين .

وقد وجدنا فى هذه الطريقة سبيلاً معقولاً للتمييز بين الرواسب الهوائية فى مناطق هوامش الجليد البلايوستوسينى، وبين رواسب الركامات السفى، والرواسب النهرية، وتكوينات اللوم (الطفال) فى أصقاع فسيحة من شمالى سويسرا، وأفادت - مع غيرها من الشواهد - فى الوصول إلى رسم حدود مناسبة لمجالات انتشار تكوينات اللوس، واللوس

اللومي، واللوم اللوسى، واللوم، والتعرف على مصادرها الأصلية فى مناطق توزيع الركامات السفلى، وحصى ورمال المدرجات النهرية، ومن ثم الاستدلال على اتجاه الرياح التي قامت بنقل الحبيبات الدقيقة وأعادت ارسابها. وقد استخدم Fauler طريقة الترسيب لأتربرج Atterberg، واستخدمنا كما سبقت الإشارة طريقة الهيدروميتر لتحليل الرواسب.

وكمثال لطبيعة النتائج نورد فيما يأتى قيم التحليلات لبعض قطاعات اللوس فى شمال سويسرا (جودة ١٩٦٢، ص ١٩٩).

المكان	عدد العينات	الحبيبات أقل من ٠.٦٧ ملم	الحبيبات أكبر من ٠.٢ ملم
Faesenacher	١٣	٪٧٨	٪٥٠
Geissenloo	٢٢	٪٨٥	٪٤٨
Heuseil	١٦	٪٨٩	٪٤٦
Oberholz	٢٠	٪٨٧	٪٥٠
Bonningen	٦	٪٨٠	٪٤٧
Klingnau	٣	٪٧٥	٪٥٨
Allschwil	٤٣	٪٩٦	٪٢٢

٢- طرق بحث صخرية نوعية، ومعدينية، وكيميائية:

(أ) البتروجرافيا النوعية للحطام الصخري:

وهذه تتقدم كل الأبحاث البتروجرافية للرواسب، وهى تتناول دراسة الصخور المميزة، والصخور المرشدة (الضالة). فبواسطة تمييز الصخور الغريبة فى مكانها، يمكن التعرف على مواطنها الأصلية، واستنتاج العامل الذى نقلها وأرسبها، واتجاه وخط سير عمليات النقل. فالحطام الصخرى الذى خلفته الغطاءات الجليدية والثلاجات، سواء كان مشتقاً من ركام سفلى أو علوى، أو كان مجرد صخور ضالة منفردة، يعطى دلائل لاستكشاف الطريق الذى سلكه الجليد. وحين يحوى الحطام صخوراً من نوع غريب على المنطقة يبرز السؤال: من أين أتت تلك الصخور إلى حيث سكنت فى موضعها الحالى؟ - سؤال سبقت إثارته قبل أن يعرف شيء عن الجليد البلايوستوسينى. وقد أمكن التعرف منذ زمن غير قصير على صخور مميزة للحطام الصخرى (الحطام الصخرى المميز) وربطها

بالصخور الأصلية عند منبع الثلاجة . ومن ثم اتضحت معالم الطريق الذى سلكته الثلاجة التى دفعت بالحطام الصخرى إلى مكانه الحالى .

ويتقدم أبحاث الحطام الصخرى الجليدى، إتضح أن التعرف على موطن نوع معين منفرد من الصخر لا يميز سبيل الجليد إلا فى حالات قليلة مناسبة . ومن ثم اتجهت الأبحاث إلى أهمية الكم والتجميع، أى إلى الأعداد النسبية لمختلف أنواع الصخور المميزة التى تظهر فى مجال راسب ركامى متجانس متحد. فمن الممكن أن تظهر، بالنسبة للرواسب الجليدية الأصلية، نفس الصخور فى مسالك جزئية طرقها الجليد فى سبيله العام من جهة، كما يحدث أن تلتقط ثلجات جليد لاحق حطاماً صخرياً من راسب ركامى لجليد سابق وتنقلها معها، من جهة أخرى. ومن ثم فإن مجرد ظهور نوع أو آخر من الحطام المرشد لا يحكى سوى القليل، وإنما هى النسبة الكمية التى تقيم أدلة معينة لتمييز مختلف المسالك الجزئية، وتحديد مدى اتساع حركة الجليد وانتشاره، ومصدره الأصلية .

وقد تابع دراسة تحليل الحطام الصخرى الجليدى، وتطويرها عدد غير قليل من الباحثين فى الدنمرك (منهم Milthers, Madsen, Ussing) وفى السويد (منهم Lundquist)، وفى ألمانيا (منهم Richter, Muennich, Hesemann, Kummerow) وفى سويسرا (منهم Andresen, Gouda, Zimmermann). حتى ليبدو اليوم ممكناً تمييز المنابع والسبل التى سلكتها جليد الفترات الجليدية فى شمال ووسط أوروبا .

وعلى سبيل المثال يمكن أن نميز فى إقليم غرب الهضبة السويسرية بين العديد من المجموعات الصخرية: كالصخور الجيرية الجوراسية وصخور رمل المولاسى Molasse، والصخور الجيرية الألبية الزرقاء، وصخور بلورية حمراء مشتقة من منطقة الناجل فلوه Nagelfluh، وصخور بلورية خضراء من منطقة منبع ثلاجة الرون ... وكلها تُرشد إلى مدى اتساع نطاق الجليد واتجاهه إلى ذلك الجزء من سويسرا .

(ب) الصفات النوعية لمعادن حبيبات الراسب؛

وتهدف هذه الدراسة إلى التمييز بين الحبيبات المعدنية، خصوصاً ما كان منها غريباً على المنطقة، حتى يمكن إستنتاج ما إذا كان الراسب أصيلاً فى المنطقة أم غريباً آتياً من جهة قصىة، كما تهدف أيضاً إلى تمييز التكوينات الثانوية النشأة، ومثلها عقد الجير، والليمونيت، والحفريات النباتية التى تبدو فى هيئة أنابيب جيرية تمثل جذور وسيقان النبات القديم ... ولكل راسب معروف مكوناته المعدنية الخاصة، فإذا أمكن التعرف على معادن غريبة عليه، يمكن إستنتاج ما طرأ عليه من تغير نتيجة لتغير عامل الإرساب أو الظروف المناخية ... ونستطيع من خلال دراسة العقد الجيرية والمنجنيزية والأكاسيد الحديدية استنباط مدى تأثر الراسب بنوع معين من التجوية .. وعن طريق

دراسة الأنابيب الجيرية يمكن التعرف على نسيج الراسب من جهة، وعلى الخصائص النباتية، ومن ثم المناخية التي كانت سائدة وقت إرسابه من جهة أخرى.

وما دمننا بصدد دراسة المكونات المعدنية للرواسب، فينبغي أن نشير إلى جانب هام منها يختص بتحليل المعادن الثقيلة (الثقل النوعي ابتداء من ٢,٩). فقد أثبتت دراسة هذه المعادن أهميتها وجدواها في حالات عديدة لتشخيص وتمييز مختلف أنواع رواسب الزمن الرابع عامة. وتستخدم بكثرة على الخصوص للتمييز بين رواسب الركامات السفلى (الصلصال الجلاميدي) للتعرف على نظامها الاستراتيجرافى، وخاصة حيث يتعذر إجراء تحليل للحطام الصخري في الرواسب التي تفتقر إليه، ولدراسة المواد التي تستخرج عن طريق مجسات عميقة.

وكان أول من استخدم تحليل المعادن الثقيلة، ووطبقة على دراسة الصلصال الجلاميدي واللوم الكتلتي لرواسب الجليد الأوروبى الشمالى A. Raistriok (١٩٢٩)، ومن بعده E. Schmidt (١٩٣٠) و V. Leinz (١٩٣٣)، وتابع الدراسة وطورها A. Fiedler (١٩٣٩، ١٩٤٠)، وهى ما تزال تستخدم بكثرة في الأبحاث الحديثة. ويجرى الإعداد لهذه الدراسة بأن تؤخذ عينة جافة من المادة مقدارها يتراوح بين ٢٠ - ٣٠ جرام، ويتم فصل حبيباتها التي تتراوح بين ٠,٦ - ٠,٩ ملم بواسطة النخل بالماء ثم تستبعد منها المعادن الخفيفة، ويجرى تعيين المعادن الثقيلة بالإستعانة بالمجهر. وتحسب النسبة المئوية لكل معدن منها على حدة على أساس مجموع كلى لحبات المعادن الثقيلة ينبغى أن لا يقل - ما أمكن - عن ٣٠٠ حبة. ولقد توصل Fiedler عن طريق هذه الدراسة إلى أن نسب المعادن الثقيلة الهامة في مختلف رواسب الصلصال الجلاميدي في مناطق توزيعه في شمال أوروبا تتباين كالآتى:

المعدن	الثقل النوعي	النسبة المئوية
هورنبلند Hornblende	٣,٠ - ٣,٤	١١,٣ - ٥٣,٣
إبيدوت Epidote	٣,٣	
أوليفين Olivine	٣,٥	١٢,٦ - ٤٥,٦
ستايروليت Staurolith	٣,٦	
جرانات Granat	٣,٥ - ٤,٣	١٠,٢ - ٤٧,٢
زيركون Zirkon	٤,٧	١,٢ - ٢١,٣

وعلى أساس هذه الاختلافات البينة أمكنه تمييز أنماط من الصلصال الجلاميدي المختلف الأعمار فوق مساحات عظيمة من أراضى الغطاء الجليدي «الأوروبى الشمالى»

خاصة في الدانمرك وشمال ألمانيا. فالصلصال الجلاميدي الذي ينتمي لجلايد فايكسل يحتوى نسبياً على كثير من الجرانات والزركون، والذي ينتمي لجلايد الستراي Weichsel على كثير من الأبيدوت، بينما تتخذ الركامات السفلى لجلايد البلايوستوسين Elster الأوسط (سالى Saale، فارتي Warthe) مركزاً وسطاً .. ويعتقد Fiedler أن السبب في تباين المحتوى المعدنى يرجع إلى الإكتساح التدريجى لمكونات شبه جزيرة اسكنديناوه الذى كان تأثيره فى الغطاء المتحول أكثر من غيره فى البداية، ثم فى النواة البلورية بعد ذلك .

وبحسب أبحاث أحدث للصلصال الجلاميدي فى شمالى ألمانيا (منها أبحاث H.Steinert ١٩٥٨) يمكن القول بأن تلك الرواسب تتميز بسلسلة من التغيرات فى المحتوى المعدنى ابتداء من أقدمها إلى أوسطها إلى أحدثها. فالرواسب الأقدم تتميز بوفرة فى معدن الأبيدوت والمعادن المتحولة الأخرى، ويتناقص هذا المحتوى المعدنى تدريجياً كلما زادت حداثة الرواسب بينما تزداد فى نفس الوقت نسبة المحتوى المعدنى من الهورنبلند والأوجيت، الذى يبلغ شأوه فى أحدث الرواسب وقد رأى Steinert فى ذلك خليطاً من «إقليمين معدنيين»: «إقليم إبيدوتى» (يحرى الكثير من المعادن المتحول ومنها الدستين Disthen على الخصوص) الذى اشتق أصلاً من رواسب أواخر الزمن الثالث التى توجد أسفل رواسب البلايوستوسين فى أقصى شمال ألمانيا، ثم «إقليم هورنبلندى» اكتسحه الجلايد أصلاً من شبه جزيرة اسكنديناوه. وقد التقط الجلايد الأقدم مواداً أكثر من الإقليم الإبيدوتى، والجلايد الأحدث مواداً أكثر من الإقليم الهورنبلندى .

وقد ميز C. H. Edelimann (١٩٤٩) فى رواسب الزمن الرابع فوق أرض هولندا عشرة «أقاليم بترولوجية» ، وهو لم يتخذ الركامات السفلى أساساً للتقسيم فحسب ، وإنما أخذ فى الاعتبار كل الرواسب (حصى ، رمل ، لوم ..) وقد وجد أن أقاليم Y,X,A ، تتركب من رمال اشتقت زبلاً من اسكنديناوه وفنلندا ، واستطاع عن طريق دراسة المعادن الثقيلة أن يميز فى كل إقليم مصدر الرواسب ، وتاريخ إرسابها النسبى فى أوائل أو أواسط أو أواخر العصر الجليدى أو فى فترة الهولوسين، والعامل الذى أرسبها شواء كان غطاء جليدياً أو ثلاجة ، بل تمكن أيضاً من أن يميز مختلف مراحل تطور النهر الجليدى الذى نقل تلك الرواسب .

وعلى سبيل المثال وجد أن «إقليم الساوسوريت Saussuritprovinz» ، نتاج تعرية الراين فى طور نموه فى أوائل البلايوستوسين، وأن «إقليم اللوبيت Lobith» قد نشأ بفعل تعرية الراين فى مراحل تطوره فى أواخر البلايوستوسين وفى العصر الحديث. وفى سلسلة من الأبحاث البتروجرافية اللاحقة درست أجزاء كثيرة من أرض هولندا على هذا النحو ، حتى أنها تعتبر الآن من أحسن المناطق المدروسة فى هذا الشأن .

وفي مناطق الجليد البلايوستوسيني بأمريكا الشمالية لم تستخدم المعادن الثقيلة وحدها، وإنما كل المعادن لتشخيص وتمييز الرواسب الركامية عن بعضها، وخصوصاً لوما الركامات السفلى. مثال ذلك الدراسات التي قام بها (G. W. white 1944) لرواسب جليد إلينوى، وجليد ويسكونسن في ولاية أوهايو. فقد وجد اختلافات بينة في التركيب المعدني. فالرواسب الرملية لجليد ويسكونسن تحتوي من الكوارتز على نحو ٨٧٪، وعلى نسبة ضئيلة من حبيبات الهورنبلند والفسبار التي تتميز بسطوح وانقسام حديثة، وعلى حوالي ٨٪ من حبيبات الكوارتز المستديرة الشكل والمغلقة بأكاسيد حديدية Pellets. ووجد أن هذه الحبيبات الأخيرة تكون القسم الأكبر (نحو الثلثين) من رمال جليد إلينوى، ويتركب الثلث الباقي من كوارتز عادى، وينعدم وجود الفلسبا تقريباً، ويندر وجود الهورنبلند. وكانت هذه الاختلافات واضحة ومستمرة لدرجة استطاع معها White. أن يرسم الحد الفاصل بين الرواسب التابعة لجليد ويسكونسن والرواسب التابعة لجليد إلينوى.

ولا تقتصر دراسة المعادن الثقيلة على الرواسب الجليدية المائية وحدها، بل تتعداها إلى الرواسب النهرية والدلتاوية والساحلية والبحرية.. فمن الممكن عن طريقها التعرف على مصدر الراسب والتمييز بين مختلف المصاطب النهرية، بل والإستدلال على ظاهرات الأسر النهرى، فضلاً عن جدواها في التعرف على مصادر الرواسب الساحلية والبعيدة عن الساحل.

وقد أجرى الكثير من أبحاث المعادن الثقيلة في كثير من رواسب الأنهار الكبرى كنهري الراين والميسسيبي والرون... وتبين من هذه الدراسة أن المعادن الثقيلة تميل أحياناً إلى الإحتشاد في مجموعات حجم متباينة بتأثير عمليات الفرز والتصنيف على امتداد رحلتها في مجرى النهر. فمعدينا الزركون والروتيل Rutile غالباً ما تمثلهما حينئذ حبيبات دقيقة. ولهذا يمكن ان نتوقع وجودهم بنسب عالية في الرواسب الدقيقة الحبيبات، وإن كان وجودهما بوفرة لا يشترط بالضرورة في بقعة معينة، فالمسزلة لا تعدو حينئذ أن تكون نتيجة لعمليات الفرز. وينبغي ملاحظة هذه الظاهرة عند دراسة الرواسب الدقيقة كالكسيت والصلصال، وهى على زى حال رواسب لا تدخل في مجال أبحاث المعادن الثقيلة إلا قليلاً. أما الأوجيت Augite فيوجد عادة في هيئة حبيبات كبيرة نوعاً، ومع هذا فقد يوجد ضمن الرواسب الدقيقة. ويشدّد ساعد عملية الفرز حين يشق الراسب أصلاً من مصدر يتميز بالتنوع الكبير في أحجام مكوناته من جهة، وحين يتم الترسيب في مجال بيئات كثيرة التنوع من جهة أخرى.

وتتضح عمليات فرز توزيع المعادن الثقيلة في اقليم دلتا الرون (Van An-del., 1959) ففي رواسب الدلتا والقاع البحرى القريب من الساحل يحتشد الزوجيت،

والهورنبلند ، والابيدوت، أم فى القاع البعيد عن الساحل فنجد وفرة فى معدنى الهورنبلند والإبيدوت . ويتى الأوجيت دائماً من هضبة فرنسا الوسطى مشتقاً من صخورها الطفحية، بينما يصدر الهورنبلند والإبيدوت من جبال الألب . وقد وجد أن حبيبات الأوجيت دائماً بين الحبيبات الكبيرة الحجم نسبياً . أما الأبيدوت فكانت حبيباته دقيقة ، بينما كانت حبيبات الهورنبلند متوسطة الحجم واتضح أن الاختلاف فى توزيع المعادن لا يعزى فى الواقع الى اختلاف المصدر ، وإنما يرجع هنا إلى تأثير عمليات الفرز والتصنيف لمواد غير متجانسة فى النوع وفى حجم الحبيبات . فالمعادن الثقيلة الكبيرة الحبيبات نسبياً قد أرسبت ضمن حبيبات المعادن الأخرى التى تكون الراسب الخشن ، ومن ثم نجدها فى رمال النهر ، وتكوينات الدلتا، وعلى الساحل ، وفى الكثبان التى تحف به . أما المعادن الثقيلة الدقيقة الحبيبات فقد أرسبت ضمن معادن مكونات الراسب الناعم، ومن ثم فقد أرسبت فى مياه هادئة بعيداً عن الساحل . ومع هذا فيمكن القول عامة بأن هذا المثال لتأثير عمليات الفرز قليل الحدوث، وغالباً ما تكون المعادن الثقيلة بمثابة تشخيص حقيقى لمصادر الراسب الذى يحتوئها ، وهذا ما نجده فى اقليم دلتا الميسيبى ، ودلتا الراين حيث تتجانس تجمعات المعادن الثقيلة سواء فى الرواسب الرملية و الصلصالية .

وكمثال لدراسة المعادن الثقيلة فى رواسب الساحل ورواسب القاع البحرى بعيداً عن الساحل نشير إلى أبحاث باك Baak (١٩٦٣) فى حوض بحر الشمال. فقد استطاع أن يقسم بحر الشمال الى نطاقات يتجانس فى كل منها تجمع معين من المعادن الثقلة ، وأن ينجح فى تحديد مصادر الرواسب التى تحويها فالساحل الأوربي المشرف على بحر الشمال إلى الشرق من دلتا الراين تميزه رواسب جلبها ذلك النهر ، يليه شمالاً نطاق يتميز برواسب جليدية مائية اشتقت أصلاً من أرض اسكندينا ، أما الساحل البريطانى تميزه رواسب غنية بالجارنيت Garnet والأوجيت . وتختلط الرواسب الرملية على طول امتداد سواحل هولندا وبلجيكا وفرنسا على بحر الشمال ، نتيجة لقوالى وتباين عمليات الإرساب الجليدى والجليدى المائى والبحرى. وتبدو عمليات النقل والتوزيع على امتداد سواحل بحر الشمال بعيدة الأثر فى خلط الرواسب ومزجها نظراً لأن السواحل مفتوحة ، والرواسب معرضة دائماً لتأثير حركة المياه . وعلى النقيض من ذلك تتجانس الرواسب الرملية ومكوناتها المعدنية الثقيلة فى الخلجان المنعزلة التى لا يصيبها تأثير حركة المياه والنقل على امتداد الساحل ، كما هى الحال فى خلجان ساحل غرب بريتانى ، حيث وجد باك Baak فى كل خليج تجمعه الخاص المميز من المعادن الثقيلة التى اشتقت من صخور ظهيره المباشر .

وقد استخدم تحليل المعادن الثقيلة للتعرف على مصادر الرواسب وحركة الرمال على امتداد السواحل الأمريكية أيضاً . مثال ذلك الدراسة التى اجراها تراسك Trask (١٩٥٢)

فى سواحل كاليفورنيا والتي قام بها بول Pool (١٩٥٨) فى سواحل تكساس على خليج المكسيك .

(ج) طرق بحث كيميائية - المحتوي الكربوني ،

تحليل الكربونات فى الرواسب مهمة ومفيدة ، فعن طريق دراستها يمكن التعرف على طبيعـة الـراسـب ، وعلى مصادره ، وعلى اتجاه حركة العامل الذى أرسبه . وتستخدم للتحليل بعض الأجهزة (منها الجهاز الذى استخدمه Dreimanis ١٩٦٢) ، نفصل من بينها جهاز باسون M. Passon (وصفه بالمان Pallmann ١٩٤٨) الذى سبق لنا استخدامه فى تحليل الكربونات فى رواسب سويسرا البلايوسينينية . ونقصد بالكربونات هنا نوعين : الجير (كربونات كالسيوم) والدولوميت (كربونات كالسيوم ومغنسيوم) وينبغى الفصل فى التحليل بينهما نظراً لأ مقدار كل منهما له دلالة .

ولباسون جهازان أحدهما كبير يقيس لدرجة من الدقة تصل إلى ١٪ ، وجهاز صغير دقته تصل إلى ٠,١٪ ، وينبغى تصحيح الجهازين باستخدام كربونات كالسيوم نقية وجافة قبل استخدامها لأول مرة .

وللتحليل يوزن من الراسب مقدار ٤ جرام سبق تجفيفه وطحنه طحناً جيداً . وذلك تمهيداً لتحليله بالجهاز الكبير ، ثم يوضع فى زجاجة التفاعل . ويوضع فى إناء الحامض قدر من حامض النمليك المخفف (٢٠٪) يملأه حتى علامة مرسومة عليه ، ويوضع الأناء بحرص فى زجاجة التفاعل . بعد تجفيفه جيداً من الخارج حتى لا يلمس الحامض عينة الراسب قبل الأوان . وتملاً ماسورة الجهاز (وهى على شكل حرف U) الماء ، وتسد فتحة زجاجة التفاعل . وحينما يتوقف التفاعل . نقيس مقدار الغاز الذى تولد عنه . ومن ثم تمكن قراءة المحتوى الجيرى من قائمة التصحيح اتى سبق إعدادها . ويعقب ذلك قياس مقدار الدولوميت فى العينة باستخدام حامض الأيدروكلوريك المخفف (١٥٪) ويستخدم بعض الباحثين بالمعهدين الجغرافى والبترولوجرافى بجامعة زيورخ طريقة أخرى تعتمد على سرعة تأثر كل من الجير والدولوميت بالحامض فالجير يتحلل بسرعة ، وينتهى التفاعل فى فترة لا تزيد على ٢٥ ثانية ، تؤخذ بعدها القراءة الأولى ، وتكون للجير ، ثم تؤخذ قراءة أخرى حيث يتوقف التفاعل تماماً ، وتكون للدولوميت الذى يتفاعل ببطئ . ومن ثم تؤخذ قراءتان على فترتين من بداية التجربة ، ويمكن بذلك تعيين مئى الجير والدولوميت منفصلتين بدرجة من الدقة $\pm 0,5\%$.

وينبغى كى لا يحدث خطأ فى التقدير أن يراعى أخذ العينة من مكان فى القطاع لم تصبه عمليات اضطراب إرسابى ، ولهذا يجب معرفة وتحديد موقع العينة فى الطبقة كوحدة ، وذلك لأن أى تكوينات مجاورة تنصف أصلاً بالتباين فيما تحويه من كربونات ،

يمكن أن تؤثر تأثيراً كبيراً على مكونات العينة، ومن ثم تضرر بالنتائج. ويجب أيضاً مراعاة أن المحتوى الكربوني يتباين حسب حجم الحبيبات (جودة ١٩٦٢) ، ولهذا فإن القيم الخاصة بأحجام حبيبات معينة تفيد في الدراسة أكثر من القيمة الكلية للعينة .

النتائج وطريقة عرضها :

يعبر عن نتائج التحليلات بنسب مئوية ، وتعرض - كما أسلفنا - في منحنيات بيانية مفردة ، أو كما أوضحنا - في إطار الرسم البياني للقطاع الكامل الذي يتضمن كافة التحليلات (أنظر جودة ١٩٦٢) أشكال ٦ ، ٩ ، ١٢ ، ١٦ ، ٢٣ . وتوجد الكربونات في الرواسب عادة في هيئة غشاء رقيق يحيط بحبيبات المعادن الأخرى ، ولا تظهر في شكل حبيبات كغيرها من المعادن إلا بقدر صغير . وتتباين نسبتها في مختلف الرواسب . وفي الراسب الواحد في مختلف مناطق توزيعه ، ويتوقف هذا على مصدر الراسب الأصلي إذ يأتي معه بكمية من الكربونات من مناطق المنشأ الغنية بها أكبر من الكمية التي ترد معه من منطقة أخرى فقيرة بها . وقد تبين من مختلف التحليلات أن هناك ارتباطاً وثيقاً بين حجم الحبيبات ونسبة الكربونات التي تحتويها التكريات . فحينما تدق الحبيبات تزيد نسبة الكربونات، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيري الذي يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك الذي يحيط بالحبيبات الخشنة . وتحتوي معظم أبحاث الزمن الرابع دراسات لتقييم كمية الكربونات في مختلف الرواسب الجليدية وغير الجليدية (نذكر من بين أحدثها أبحاث جودة ١٩٦٢ ، Zimmermann ، ١٩٦٣ ، Brunnacker ، ١٩٦٤ ، Andrews ، ١٩٦٦ ، ١٩٦٣ ..) ، نظراً لأن التباين في كمية الكربونات التي تحتويها مختلف عينات الراسب يؤدي إلى التعرف على مصدره ومن ثم منبع الجليد واتجاه حركته، كما يرشد إلى مقدار عمق عمليات الغسل ومدى تأثير التجوية . فالنقص الشديد في نسبة الكربونات في راسب مغالي تكون أصلاً في فترة جليدية (وكان يحوى قدراً معلوماً من الكربونات) يشير إلى تجوية حدثت في فترة دفيئة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوية إلى تكوين تربة . وتتسبب عمليات غسل الرواسب كلية وإزالة ما تحويه من كربونات إلى ازدياد نسبة الذرات الدقيقة في الراسب، وذلك نتيجة لأذابة الغشاء الكلسي الذي يحيط بالحبيبات ، ومن ثم تتغير طبيعة الراسب، ويظهر ذلك جلياً في نتائج التحليلات الميكانيكية فضلاً عن نتائج التحليلات الكيميائية . وتتخذ كل هذه الشواهد كأدلة هام تفيد في تصنيف مستويات قطاع الراسب استراتيجرافيا ، ومن ثم ترشد إلى طبيعة الظروف المناخية والعمليات الجيومورفولوجية التي كانت سائدة أثناء تكوينه (كمثال لطبيعة النتائج أنظر : جودة ١٩٦٢ ، ١٩٦٣ ، ١٩٦٦ الفصل الخامس) .

ويمكننا أن نلخص أهمية دراسة المحتوى الكربوني في الرواسب في النقاط الثلاث التالية :

- ١- إمكانية التعرف على مصدر الراسب ، والعامل المرسب وإتجاه حركته .
 - ٢- إمكانية تصنيف قطاع الراسب المتجانس أصلاً في كمية المحتوى الكربوني إلى مستويات على أساس ما يحويه كل مستوى حالياً من كربونات . وعلى أساس التباين في المحتوى الكربوني يمكن تقدير مدى عمق التجوية ونوعها وما تشير إليه من ظروف مناخية سالفة .
 - ٣- إمكانية التأريخ النسبي على أساس استراتيجرافي، ومن ثم الوصول إلى نتائج تختص بتقسيم عصر البلايوسين إلى فترات ومراحل وأدوار باردة وأخرى دافئة .
- ٣- طرق بحث مورفوميتريّة :

لقد كانت الرواسب الحصوية وما يشبهها كرواسب الأنسياب الأرضي تشاهد وتدرس حسب مظهرها العام وما تحويه من حفريات وكانت الدراسة بذلك دراسة نوعية . وقد أدى الإجهاد لاكتشاف طرق دقيقة في مجال الدراسات الجيولوجية إلى إدخال القياسات لكمية على دراسة الحصى . ونشير هنا إلى الدراسة التحليلية للحصى التي اشتغل بها على الخصوص زوينر Zeuner (١٩٣٣) ، وهي تسمح بالوصول إلى نتائج تشير على سبيل المثال الى تغير في المنبع أثناء مختلف أدوار تكوين الوادي وإلى التعرف على العوامل التي تؤدي الى استدارة الحصى، وعلى الظروف المناخية التي كانت سائدة أثناء تراكمه . وقد أجريت محاولات جديدة لدراسة وفحص كل حصوة على حدة بطرق أدق وأكثر تفصيلاً لكي يمكن استنتاج أصل نشأتها . وهنا نشير إلى طريقة اقترحها كايوه Cail leux (1947, a, b) آخرون (على الخصوص تريكارتر Tricart ١٩٥٢ ، وبوزر Poser ١٩٥٢) .

والواقع أن محاولة وصف الحصى الغير منتظم الشكل بدقة مشكلة صعبة، وذلك لأن لكل حصوة ثلاثة أبعاد ينبغي اعتبارها عند الوصف وهي : الطول ، والعرض ، والارتفاع أو السمك . ثم النقيوس أو التحدب . فرذا ما اعتبرنا أكبر طول «ل» . وأكبر عرض «ع» ، وأكبر سمك «س» ، وأصغر نصف قطر للجزء المحدب «نق» في المسطح الرئيسي ، أمكننا حينئذ أن نصف شكل الحصوة بمعامل من نوعين :

(أ) معامل القرطحة (ب) معامل الإستدارة

(i) معامل القرطحة :

يجرى القياس لعينة تتكون من ١٠٠ - ١٥٠ حصوة ، تتراوح أحجامها بين ٢ - ٦ .

وباستخدام القدمة يقاس أكبر طول «ل» وأكبر عرض «ع» في إتجاه عمودى على الطول. وأكبر سمك «س» ونم ثم يمكن تعيين معامل الفرطحة حسب المعادلة الآتية :

$$\text{معامل الفرطحة} = \frac{ع = ل}{س} \leq 1$$

هذا على اعتبار أن قيمة الكرة = ١ . وكلما ازدادت الفرطحة (أى الإبتعاد عن الشكل الكروى) كلما صغرت قيمة العرض «ع» والسمك «س» ومن ثم يزداد معامل الفرطحة . و يجرى تعيين المتوسط العام للقيم المائة التى أمكن الحصول عليها . وتوضيح فى رسم بيانى وتستخدم قيم معامل الفرطحة لتشخيص وتمييز الحصى والحطام الصخرى .

(ب) معامل الاستدارة :

وهو يبدو أكثر أهمية وفائدة من سابقه، ويمكن استخدام نفس العينة التى استخدمت لتعيين الفرطحة . وجرى تعيين أكبر طول «ل» باستخدام القدمة ، ونصف قطر أصغر تدور (تحدب) يمكن رسمه على الحصى بالاستعانة بالخطوط الكنتورية على المستوى الرئيسى . ولتعيين نصف القطر «نق» يمكن استخدام لوحة تشبه لوحة التصويب ، مرسوم عليها دوائر متحدة المركز ومتباينة أنصاف الأقطار ، ويمكن حينئذ تعيين معامل الإستدارة بالمعادلة الآتية :

$$\text{معامل الإستدارة} = \frac{نق}{ل}$$

ويحسب للكرة المثالية قيمة = ١ ، وتقع جميع القيم الأخرى أدنى من ذلك ، وتأتى نتائجها بالكسور العشرية . ولتبسيط العمل وتحاشى الكسور العشرية تضرب هذه القيم فى ١٠٠٠ وحينئذ تصبح صورة المعادلة كالآتى :

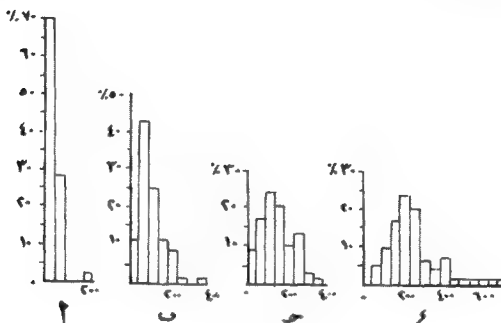
$$١٠٠٠ \times \frac{نق}{ل}$$

ومن ثم يمكن الحصول على قيم تتراوح بين ١ - ١٠٠٠ (الكرة المثالية) .

النتائج وطريقة عرضها :

لرسم الأشكال البيانية يقاس العدد المشار إليه من الحصى الذى يستخرج من

رواسب معينة ، ويقدر الإمكان من نفس النوع ، وأكثر أنواع الصخور ملاءمة لهذه الدراسة هي الجرانيت ، والكوارتزيت ، والصخور الجيرية والدولوميت ... وتقسم القيم التي يحصل عليها إلى مجموعات خمسية (كل مجموعة تتكون من ٥٠ قيمة) ، تعرض في رسوم بيانية كما يتضح من الشكل (رقم ١١) . فعلى الخط الأفقى توضح المجموعات ٠ - ٥٠ ، ٥٠ - ١٠٠ ، وهكذا ، وعلى الخط الرأسى النسب المئوية لأعداد الحصى . وأكثر الحصوات خشونة وحدة فى زواياها هى الممثلة بالمجموعة من ١ - ٥٠ ، وتزداد الاستدارة فى الرسم صوب اليمين .



شكل (١١)

ويتضح من عديد من الأبحاث التى قام بها Tricart & Schaefer (١٩٥٠) ، و Poser & Hoevermann (١٩٥١ ، ١٩٥٢) و Zimmermann (١٩٦٣) وغيرهم ن هناك فروقا واضحا فى معامل الإستدارة بين كل من حصى الرواسب النهرية ، والجليدية . والجليدية المائية ، ورواسب مختلف أنواع تحركات المواد على المنحدرات .. وقد وصلت هذه الطريقة من الدقة بحيث يمكن معها تشخيص وتمييز الرواسب التى يشك فى أصل نشأتها وتكوينها ، والاستدلال على الظروف التى بتأثيرها تمت عمليات النقل والإرساب . فالحصى الصغير الجيد الإستدارة قد تراكم بعد مسافة نقل مائى طويلة ، أى بعيدا جداً عن المنبع أو الثلاجة ، والحصى الكبير السئ الإستدارة قد تراكم بجوار المنبع أو الثلاجة . وإذا ما حدث ازدياد كبير الحصوات وفى نفس الوقت إزداد سوء استدارتها من أسفل الى أعلى فى القطاع ، دل ذلك على أن الحصى «حصى تقدمى» (تراكم أثناء تقدم

الجليد) ، بينما يحدث العكس (يزداد كبر الحصوات وسوء استدارتها من أعلى إلى أسفل) لو كان الحصى «تراجعى» (تراكم أثناء تقهقر الجليد لذوبانه) .

وكمثال لنوع المعلومات والنتائج التى يمكن الحصول عليها من دراسة أبعاد الحصى نشير إلى أبحاث Nossin ١٩٥٩ (King ١٩٦٦) وقد استخدم طريقة القياس التى اقترحها Cailleux لدراسة حصى مدرجات نهر بسويرجا pisuerga وهو رافد لنهر دورو. ويصرف قسماً من مياه مرتفعات كانديريان الأسبانية ود اختار عدة مواقع على امتداد طول النهر وفوق قطاعه العرضى على ثلاثة مستويات تمثل المدرج الأعلى والأوسط والأسفل وأخذ من كل موقع عينة تتكون من مائة حصوة ، ولا يزيد قطر كل حصوة منها على ٤ سم ، واختار الحصى الكوراتزيتى وأجرى عليه القياس ، ورسم لكل عينة شكلاً بيانياً يوضح نتائج القياس التى يمكن إجماله فى النقاط الآتية :

- ١- تبين أن بعض حصى العينات إشتق أصلاً من مجموعات مستديرة المكونات (كونجوميرات) ، ومع هذا فقد أثبتت الدراسة إزدياداً فى الإستدارة بفعل النقل المائى العادى ، واتضح ذلك من دراسة عينات المواقع فى الجزء الأدنى من النهر .
- ٢- الحصى الذى يزيد معامل استدارته عن ٤٠٠ إشتق أصلاً من حصى المجمعات السليم ، والذى يقل استدارته عن ٣٠٠ إشتق أصلاً من حصى المجمعات الذى تحطم بفعل الصقيع ثم أعيدت إستدارته بتأثير النقل النهري .
- ٣- وجد أن حصى المدرج الأعلى أفضل إستدارة بكثير من حصى المدرجين الأوسط والأسفل . وقد استنتج من ذلك أن رواسب هذا المدرج قد أرسبت تحت تأثير ظروف منخية معتدة ، ويبدو أن عوامل التجوية كانت نشيطة مؤثرة كى تحطم وتفتت هذا القدر الهائل من الرواسب وتعدده للنقل ليتراكم منشأ المدرج .
- ٤- وجد أن هناك تماثلاً واضحاً بين مكونات عينات المدرج الأوسط ، وأن حصى هذا المدرج أقل إستدارة بعض الشيء من حصى المدرج السفلى . وهذا الفرق اليسير فى الإستدارة لا يعد سبباً قوياً لافتراض طرق مختلفة للإرساب تحت ظروف متباينة . رذ يبدو أن الظروف التى تم بتأثيرها إرساب حصى المدرج الأسفل كانت أكثر عنفاً وكثافة ، ولكن من نوع مماثل لظروف إرساب حصى المدرج الأوسط .
- ٥- اتضح من دراسة المدرج السفلى أنه قد مر بفترة تحطيم (بفعل الصقيع) ، نلتها عملية إعادة إستدارة بواسطة النقل المائى وقد ظهر ذلك من ارتفاع نسبة معامل الإستدارة بين ٢٠٠ - ٣٠٠ إستنتج من ذلك أن الحصى قد خضع لفترة من الزمن لتأثير ظروف هوامش الجليد ، تبعها نقل مائى .

٦- معامل الإستدارة فوق ٣٠٠ مظهر شائع لحصى النقل النهري العادي لمسافة متوسطة (معامل استدارة متوسط).

٧- معامل الإستدارة بين صفر - ٢٠٠ صفة سائدة للإرساب تحت تأثير ظروف هوامش الجليد (معامل استدارة منخفض).

٨- حين دراسة طبيعية إستدارة الحصى نحو أدانى النهر ، ينبغى المواد التى ترد إلى النهر من جوانب الوادى، فهذه قد كانت سببا فى اضطراب قيم الإستدارة تجاه المصب .
وقد أدخلت دراسة الحصى أيضا على أبحاث النطاقات الجافة ونشير هنا إلى أبحاث Zeuner (١٩٥٣) فى شمال غربى الهند حيث استطاع عن طريق دراسة إستراتيجية الحصى ومعامل الإستدارة الوصول إلى أن حواف صحراء ثار لم تكن فى أية فترة من فترات عصر البلايوسين أكثر رطوبة منها فى العصر الحالى .

ولدراسة استدارة الحصى أهمية فى الأبحاث الخاصة بالسواحل وكمثال لها ما قام به Gulicher و king ١٩٦١ (أنظر King ١٩٦٦ شكل ٦٠٦ ص ٢٩٢) من أبحاث فى ثلاثة ألسنة بحرية فى خلية دنجيل Dingle Bay فى جنوب غرب أيرلندا ، نلخص نتائجها فى النقاط التالية .

١- فيما يختص باللسانين الخارجى والأوسط : تبين أنهما قد نشز بفعل الرياح والأمواج معاً . وهما يتركبان من تكوينات رملية ، وتكتنفهما الكثبان ، مع وجود حصى تأثر بعمليات النقل الساحلى فاستدار . وقد بلغ معامل استدارته ٥٧٥ .

٢- فيما يختص باللسان الداخلى :

(أ) أظهرت دراسة الحصى قيم استدارة تراوحت بين ٢٧٥ فى الداخل، و ٣٢٥ عند طرفه الشمالى ، و ٤٢٥ على ساحله المواجه للبحر . وطبيعى أن يكون حصى الساحل المواجه للبحر أكثر الجميع تشكل بفعل الأمواج وحصى الداخل أقلها تأثيرا .

(ب) يدل التباين فى قيم الإستدارة على أن اللسان ليس من عمل الأمواج التى اقتصر تأثيرها على تعديل هامشه المواجه للبحر وعلى الحصى فجعلته يستدير بعض الشيء .

(ج) تبين من الدراسة عموما أن اللسان الداخلى ما هو إلا مظهر لترامك رواسب جليدية تشكل بفعل الأمواج .

ومن الممكن استخدام معامل الإستدارة لكايوه Cailleux لدراسة حبات الرمل . فقد اختبر تونارد Tonnard (١٩٦٣) مختلف الطرق المقترحة لتقييم شكل حبيبات الرمل .

وخلص إلى نتيجة أن طريقه كايوه هي أفضل الطرق وأكثرها ملائمة (أنظر King 1966). وقد استعمل Nossin (1959) نفس طريقة قياس الحصى في دراسته لحبات الرمل باستخدام المجهر في منطقة بحثه في وادي نهر بسويرجا . وأجرى القيام على حبات رمال تقع أحجامها بين ١,٠٥ ملم - ٠,٥ ملم . نلخص نتائج دراسته في الآتي :

١- أظهرت حبات الرمال عموماً قيم استدارة منخفضة وهذه الظاهرة لا تعزى بالضرورة لنقل مائي نهري قصير المدى .

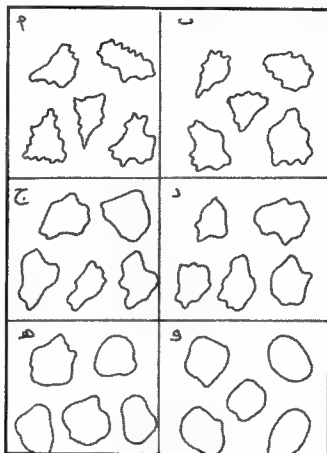
٢- وجد أن معامل الاستدارة لحبات رمال المدرجين الأعلى والأسفل دون ٢٠٠ .

٣- تبين أن رمال المدرج الأوسط قد تأثرت بفعل الصقيع وشاركت الرياح في نقلها . وعملت على صقلها واستدارتها . ويدل هذا على أن المنطقة قد تأثرت بفعل ظروف مناخ هوامش الجليد لفترة قبل أن يبد تراكم رواسب المدرج بواسطة النهر .

ورغم أنه من الممكن تطبيق طريقه كايوه - كما رأينا - على دراسة أشكال حبيبات في حجم الرمال ، إلا أن باحثاً آخرين قد اقترحوا وسائل وطرقاً أخرى، منها تلك الآلة التي ابتدعها كوينين Kuenen ٠ (١٩٦٣) ، والتي تتركب من حوض شبه دائري ينحدر إنحداراً هيناً ويمكن هزه أو أرجحته . وتوضع فوقه العينة عند نهايته العليا وتترك لتتحرك بالإهتزاز نحو حضيض الحوض . وتقسّم العينة إلى ٢٦ رتبة حسب الزمن الذي تحتاجه الحبيبات لكي تغطي إمتداد الحوض ، ثم يتم فحص كل رتبة حجم عل حدة لاختيار مداراتها . وهي وسيلة لا بأس بها للتفريق بين مختلف أنواع الرمال، كرمال الكتبان ، ورمال الشاطئ .. كما أنها مفيدة أيضاً في التعرف على طريقة النقل .

وقد سبق كوينين إلى فكرة دراسة مدارات حبيبات الرمل باحثان آخران هما Shep-ard & Young (1961) لا اعتقادهما بأن هذا مهم في تقرير التنوع بين حبات الرمال فيا لكتبان وحبات رمال الشاطئ Beach . وقد استخدموا المجهر كوسيلة لإوية الحبيبات وتصنيفها في مجال مقياس سبق تقريره من ست رتب (أنظر شكل ١٢) ، كل منها يتألف من حبيبات رملية ذات مدار معلوم . ويشير أكبر مدار إلى الحبيبات الأكثر زوايا . ويمثلها أحد طرفي المقياس . بينما يمثل الحبيبات الجيدة الإستدارة اصغر مدار ، تقع عند الطرف الآخر من المقياس . وقد اقتصر الباحثان على دراسة مائة حبة في كل عينة يتراوح حجم حبيباتها بين ٠,١٢٥ - ٠,٦٢ ملم . وأجريا البحث في كل مكان من منطقة بحثهما على اثنتين من العينات ، أخذاً إحداهما من رمال الشاطئ والأخرى من رمال الكتبان . وقد تبين من الدراسة أن رمال الكتبان أكثر استدارة من رمال الشاطئ خاصة في الأماكن التي تسودها رياح تهب نحو الشاطئ ... ويرجع سبب هذا التباين في شكل الحبيبات إلى

الرياح التي تستطيع أن تلتقط الحبيبات المستديرة، بينما الحبيبات الخشنة ذات الزوايا هي بطبيعة شكلها أكثر فاعلية للتماسك مع جاراتها .



شكل (١٢)

ويمكن دراسة شكل حبيبات السليت بواسطة طريقه إقترحها رايت Wright (١٩٥٧). وهي تتطلب مجهرأ إلكترونياص بالغ الدقة يكبر حبيبات السليت إلى ٣٠٠ مثل على الأقل . وتعتمد الطريقة أساساً على قانون الظل، حيث يعطى طوال ظل الحبيبة مقياس بعدها الثالث. أما البعدان الآخران فيمكن مشاهدتهما على شريحة المجهر. وهذه الطريقة بطيئة وصعبة، ولكنها الوحيدة التي يمكن بواسطتها دراسة شكل حبيبات الرواسب الدقيقة .

هذا ومن الممكن للصفات السطحية لمكونات الراسب أن تعطى دليلاً على أصلها والعامل الذي نفاها . فحبات الرمل ذات البريق المعتم أو المطفئ، ترتبط عادة بتأثيرالنقل الهوائي (Holzer ١٩٥٢، جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩) . وهناك من يشك في قدرة النقل الهوائي على تغليف حبات الرمال بغلاف معتم، إى يرى كوينين Kuenen (١٩٦٣) أن البريق المعتم لحبات رمال الكثبان الساحلية ما هو إلا لتجوية كيميائية . وإن

صح هذا بالنسبة لرمال الكتبان الساحلية فرنه لا يصح بالنسبة للرمال الهوائية العادية . وهذا البريق الذى تتسم به حبيبات رمل الكتبان يسند الرأى القائل بأن استدارتها ترجع أساساً إلى التقاط الرياح للحبيبات المستديرة من رمال الشاطئ لا إلى تأثير النقل الهوائى . ولقد عمدنا إلى فحص الكثير من مختلف عينات الرواسب الهوائية والمائية النهرية (للمقارنة) ، فى مجال أحجام الحبيبات تراوحت بين ١,٠ ملم - ٠,٠١ ملم بالإستعانة بالمجهر واستخدمنا لذلك عينات من رمل هوائى ، ولوس هوائى ، ورمل وسيلت من نهري الآرى Are والراين . وكانت نتيجة الدراسة مؤيدة لما سبق وصفه من أن البريق يزداد كلما تعرضت مكونات الراسب لنقل مائى طويل المدى ويتضاءل بالتدرج فى حالة الراسب المائى الهوائى ، والهوائى المائى (مثال ذلك : لوس هوائى أعيد نقله وإرساله بواسطة الماء إلى أن يصبح البريق «مطفياً» فى حالة حبيبات التكوينات الهوائية (جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩) . والخصائص السطحية التى يتميز بها الحصى الذى تأث بفعل الجيد من تحزر وصلل شهيرة معروفة . وكثيراً ما تتأثر مكونات الراسب فى بيئة التراكم بفعل عمليات التجوية السائدة ، ومن ثم تتغير معالمها ولو سطحياً ، وحينئذ تفقد فى تقدير العمر النسبى . وتقرير الظروف المناخية التى سادت منذ الإرساب .

٤- طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه الحصى فى بيئة التراكم :

وتتم الدراسة فى الحقل . والهدف منها تعيين اتجاه حركة العامل المرسل ، والطريقة الشائعة الإستعمال ترجع الى الباحثين poser & Hoevertmann (١٩٥١) ، وهى تختص بتقرير وضع المحاور الرئيسية لمائة حصوة ، وهى فى موضعها فى «محجر» حصوى . وتستخدم لذلك شريحة أو لوحة على شكل نصف دائرة ٠ تماثل المنقلة (مرسوم عليها ستة قطاعات كل منها يمثل ٣٠ درجة على جانبى نقطة الصفر ، وذلك على النحو الاتى :

مجموعة ١ : صفر - ٣٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار

مجموعة ٢ : ٣٠ - ٦٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار

مجموعة ٤ : ٦٠ - ٩٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسار

ويكون وضع المحور الرئيسى شديد الإنحراف حينما يزيد الإنحراف على ٤٥ درجة . ويمكن للشخص أن يتحدث عن الإنحراف يمينا أو يساراً حينما توجه اللوحة منذ البداية بحيث يكون فى اتجاه المنحدر أو محور الوادى وحينما يستعصى التعرف على هذا أو ذاك ما هى الحال فى بعض أجزاء القسم الغربى من الهضبة السويسرية . حينئذ يمكن تحويل الطريقة نوعاً ما . فتوجه اللوحة كلية نحو الشمال ويجرى تمييز الإنحراف نحو

اليسار (شرقاً وغرباً) ويبقى التقييم على إفتراض أن معظم المحاور الرئيسية للحصى بحسب نوع الراسب قد انتظمت فى إتجاه معين : فهى فى الركامات السفلى وفى راسب الإنسياب الأرضى متوازية ، وفى الرواسب النهرية متقاطعة مع اتجاه التحرك .

وقد قام West و Donner ١٩٥٦ (أنظر King ١٩٦٦) بدراسة مشابهة لتعيين توجيه الحصى فى الرواسب الجليدية فى إقليمى East Midlands و East Anglia ، وذلك للتفريق بين راسب جليد كلا الإقليمين . اختاروا مواقع الدراسة على أرض مستوية لتفادى إمكانية التأثير الطبوغرافى على حركة الجليد ، وعملاً على إستبعاد الرواسب السطحية التى تأثرت بعمليات التجوية والإنسياب الأرضى وتكوين التربة . وقاما بدراسة درجة ميل واتجاه المحاور الرئيسية لمائة حصوة فى أماكن مختاره لا يقل طول كل منها عن واحد سنتيمتر عن طريق جهاز يشتمل على بوصلة (للاتجاه) وكلاينوميتر (للميل) ، وتمكنا بذلك من التعرف على اتجاه حركة الحليد المرسب ، والتميز بين راسب جليد كل من الإقليمين .

وقد يحدث اضطراب - أحياناً - فى توجيه الحصى فى نفس الراسب وفى المكان الواحد ، ولهذا ينبغى إجراء الكثير من الدراسة قبل تقييم النتائج .

المراجع

- جودة حسنين جودة: تكوينات اللوس . الموسم الثقافي للجمعية الجغرافية المصرية ١٩٦٣ .
- جودة حسنين جودة: العصر الجليدي . بحث في الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوسين بيروت ١٩٦٦ .
- Andel, T.H. van (1959) : Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. Journ . Sed. petrol 29, pp. 153-163 .
- Andresen, H. (1993) : Beitrage zur Geomorphologie des oestlichen. Hoernliberglandes. Diss . Univ.. Zuerich.
- Andrews, H. T. and Sim, V.W. (1964) : Examination of Carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, N.w.T. Geog . Bull . 21, pp. 44-53 .
- Astm (1954) : (American society for Testing Materials) : Book of ASTM Standards vol. 1954, method ASTM D-422-54-T.
- Baak, J. A. (1986) : Regional petrology of the southern North Sea,
- Beal, M. A. and Shepard, F. P. (1965) : a use of roundness to determine depositional environments. Journ . Sed. Petrol. 26, 49-60 .
- Blenk, m. (1980) : Ein Beitrag zur morphometrischen Schotter analyse. zeitschrift fuer Geomorph N.F. 4.5 202-252 .
- Breddin, H. (1927) : Loess, flugsand und Niederterrasse im Niederreingbiet, Ged . Rundsch. 188 .
- brunnacker, K. (1994) Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum kalkgehalt dec Loesses. Eiszeit. u . Gegenw.
- Brunnacker, k. (1996) Die Geschichte der Boeden in juengeren pleis-tozaen in Bayern Geol. Bavarica.
- Bugmann, e. (1986): Eiszeitformen im nordoestlichen Aargau. Dis . Uni. Zuerichh
- Cailleux, A. (1985) : Distinction de galets marines et fluviatiles. Bull. Soc. Geol. france 5 xv .
- Cailleux, A. (1987) : L'indice d'emoussé : Définition et premiere application, C.R. so. Soc. Géol. de France.

- Cailleux, A (1982) : Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkoerner und ihrer Bedeutung fuer die palaeoklimatologie, Geol. Rdsch. 40 Bd., H. 1,2 klimaheft.
- Donner, j.j. & West, R. G. (1956) : The glaciation of East Anglia and the East midlands : a differentiation based on stone orientation measurements of the tills, Quart. Journ . Geol. Soc. 112, pp. 69-91.
- Dreimanis, a . (1962) : Quantitative gasmetric determination of Calcite and dolomite by using chittick apparatus. Journ. Sed. Petrol. 32, pp. 520-529 .
- Edelman, C.H. (1988) : ergebnisse der sediment petoloischen Forschung der Nederlandenund den angrenzenden gebieten. Geol. Rdschau.
- Emery, K. O. (1938) : Rapid method of mechanical analysis off sands. Journ. Sed. petrol. 8. pp. 105-112 .
- Fauler, W. (1996) : Der Loessund loesslehm des Schwarzwaldrandes zwischen Achern und offenburg. N. Jb. f. Min. Beil. Bd. 75 B .
- Fiedler, A. (1980) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln wi mittleren und westlichen norddeutschland. Z.F. angew. mineralogi 1.
- Fiedler, A. (1990) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Daenemark, overschlesien und norddeutschland. Ibid .
- Gouda, G. H. (1962) : Untersuchungen an loessen der Nordschweiz Diss. Univ. Zuerich.
- Holzer, H. (1982) : Ein Beitrag zur frage nach der herkunft des Loesses auf sedimentpetrographischer Grundlage. Zeitsch. f Gletscherk. u. glazialgeol. Bd II. H. 1 .
- King, C.A.M and guilcher (1961) : Spits, tombolos and tidal marches in connemara and West Kerry, Irleand. proc. Roy. Irish. Acad 61 B, 17, pp. 283-338 .

- King, C.A.M (1966) : Techinque in Geomorphology.
- Koelble, L. (1981) : ueber die Aufbereitung fluviatiler und aeolischer Sedimente. Min. u. Petroger. mitt. 41. Leipzig.
- Kuenen, P.H. (1963): Pivotability studies of Sand in a shape-sorter, in development in Sedimentology, vol.Ivan Straaten, pp. 207-215 .
- Kummerow, E. (1984) : Grundfragen der Geschiebeforschung. geologie.
- Leinz, V. (1933) : Ein Versuch, Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphisch zu gliedern. Z.f. Geschiebeforschung. 9 .
- Lundquist, G. : (1935) : Blockundersoekningar . Sver. G.U. Cer C. 390 .
- Madsen, V. (1938) : Uebersicht ueber die Geologie von Daenemark. Danm. G.U. 5R . No. 4 .
- Milthers, V. (1989) : beitraege skandinvischer leitgeschieba fuer die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. Zeitschr. Deutsch, 91 .
- Nossin, J.J. (1959) :Geomorphological aspects of the pisuerga drainage area i teh Cantabrian Mountains. Leidse. Geol medel-ingen. 24, pp. 283-406 .
- Pallmann, H. Und Wiegener, G. (1988) : Anleitung zum quatitativen agrikulturchemischen praktikum, Berlin.
- Peole, D.M. (1958) : Heavy mineral variation in San Antonia an Mesquita bays of the central Texas coast. Journ . Sed. Petrol 28. pp. 65- 74 .
- Poser, H., & , . (1981) : Untersuchungen zur pleistozaenen Harz-Vergletscherung. Abh. Braunschw.. wiss. Ges. 3.
- Poser, H. and Hoevermann, J. (1982) : Beitraege zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. Ibid. 4.
- Raistrick, A. (1929) : The petrology of some Yorkshire Boulder Clays. Geol. mag . 66 .
- Richter, K. (1983) : Geroellmorphometrische und Einregetunge studien in : die Unterschung der palaeolithischen Freiland station Salzgitter-lebenstadt. EDG H1. 1555-160 .

- Schmidt, e. (1980) ; der altdiluvial Geschiebemergel als Bodenbildner in der Hamburger Gegend Chemie der Erde. 4 .
- Steinert, Harale (1988) : Schwermineralien und Stratigraphie der diluvialen Geschiebemergel Schleswig-holsteins. Diss. Kiel.
- Shepard, F.P. and Young. r. (1967): Distinguishing between beach and dune sands. Journ. Sed . Petrol. 31, pp. 196-214 .
- Tonnard, V. (1963) : Critères de sensibilité aux indices de formes des grains de sable, in developments in Sedimentology Vol. 1, ed. Van Straaten, pp. 410-416 .
- Trask, P.D. (1952) : Sources of beach sands at Santa barabara. California, as indicated by mineral grain studies. B.E.B Tech Memo. 28. Washington .
- Tricart, J. and Schaeffer, r. (1982) : L'indice d'emoussé des galels. Moy- en d'étud des systèmes d'érosion. rev. de Geomorph. Dy- namique 1, 151-179 .
- Water. R. S . (1969) : The bearing of superticial deposits on the age and oringin of the upland plain of East Devon, West Dorset and South Somerset. Inst . Brit. Geog. 28, 89-97 .
- White, G.W. (1944) : Soilminerals as a check on the location of the Wis- consin-illinionian drift boundary in North Central Ohio Science 79 .
- Woldstedt, p. (1994) Das Eiszeitalter, Stuttgart.
- Wright. A.E. (1957) : Three dimensional shape analysisi of Fine grained sediments. Journ. Sed. Petrol. 27, pp. 306-302 .
- Zeuner, F. (1933) : Die Schotteranalyse, Geol . Rdsch. 24 .
- Zeuner, F. (1953) : Das Problem der Pluvialzeiten . Geol. Rdschaux 41 .
- Zimmermann. H. W. (1989) : Sedimentologische untarsuchungs met- noden fuer die Geomorphologie. diplmarbeit (manuskript) Geol. Inst. Univ. Zuerich.
- Zimmermann. H. W. (1993) : Die Eiszeit im westichen zentralen mittl- land (Schweiz) Diss. univ. Zuerich.

مراجع الكتاب

«الخاصة بالفصول العشرة الأولى التي تسبق الأبحاث التطبيقية»

المراجع العربية

- جودة حسنين جودة: (١٩٧٠) عصور المطر في الصحراء الكبرى الإفريقية، مجلة كلية الآداب، جامعة الإسكندرية.
- _____: (١٩٧٢، ١٩٧٥) دراسات في جيومورفولوجية الأراضي الليبية، جزآن، منشورات الجامعة الليبية، بنغازي.
- _____: (١٩٨١) الجغرافيا الطبيعية لصحارى العالم العربى، منشأة المعارف، الإسكندرية (طبعة جديدة ١٩٩٨).
- _____: (١٩٨٣) الجغرافيا الطبيعية للزمن الرابع، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية (طبعة جديدة ٢٠٠٠).
- _____: (١٩٨٧) معالم سطح الأرض، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية (طبعة جديدة ٢٠٠٢).
- جودة حسنين جودة ومحمود عاشور (١٩٩١) وسائل التحليل الجيومورفولوجى، الاسكندرية .
- حسن يونس (١٩٨٦) الميكروكومبيوتر والبرمجة للمتقدمين ، دار الترانب الجامعية، بيروت.
- على على البنا (١٩٨٣) الإستشعار من بعد وتطبيقات الجغرافيا فى مجال استخدام الأراضي. وحدة البحث والترجمة ، جامعة الكويت.
- عبد الإله أبو عياش (١٩٨٨) الإحصاء والكومبيوتر فى معالجة البيانات، مع تطبيقات جغرافية، وكالة المطبوعات ، الكويت .
- محمد صفى الدين: (١٩٦٥) قشرة الأرض، القاهرة.
- _____: (١٩٧٧) مورفولوجية الأرضى المصرية، القاهرة.
- محمد متولى: (١٩٤٩) وجه الأرض، القاهرة.
- نبيل امبابي: (١٩٧٠) الكتبان الرملية المتحركة، المجلة الجغرافية العربية، القاهرة.
- _____: (١٩٨٤) حركة الكتبان الرملية الهلالية وأثرها على العمران والتعمير فى منخفض الواحة الخارجة، مجلة بحوث الشرق الأوسط، العدد السادس.
- نبيل إمبابي ومحمود عاشور (١٩٨٣ ، ١٩٨٥) الكتبان الرملية فى شبه جزيرة قطر، جزآن ، جامعة قطر ، الدوحة ، قطر .
- يوسف أبو الحجاج: (١٩٦٧) منخفض الفيوم، حوليات كلية الآداب، جامعة عين شمس، العدد العاشر.
- يحيى عيسى فرجان (١٩٨٣) مورفولوجية المنحدرات فى مناطق مختارة من وسط الأردن، جامعة اليرموك ، الأردن.

رسائل ماجستير ودكتوراه في الجيومورفولوجيا التطبيقية

أجيزت بإشراف المؤلف

أولاً: أمثلة من موضوعات رسائل الماجستير، مرتبة حسب تواريخ إجازتها من جامعة الإسكندرية

- أحمد حسين دهب (مصرى ١٩٧٧) طبوغرافية منطقة أسوان بعد إنشاء السد العالى ودراسة جيومورفولوجية.
- محمد أبو صفت (أردنى ١٩٨٠) جيومورفولوجية حوض نهر الكبير الشمالى.
- عبد المجيد بازين (جزائرى ١٩٨٠) ولاية قسطنطينة بالجزائر.
- موسى هديب (أردنى ١٩٨٠) المياه الباطنية فى الأردن ودورها فى الإنتاج الزراعى.
- عطا حموه غريب (عراقى ١٩٨٣) جيومورفولوجية منطقة ببيرمكرون بشمال العراق.
- بهزاد بن يوسف (إيرانى ١٩٨٤) منطقة شرق كاشان بإيران.
- إبراهيم عبد العزيز زيادى (مصرى ١٩٨٥) ساحل مصر الشمالى الغربى.
- محمد عبد الحميد الجزايرلى (مصرى ١٩٨٦) إقليم بحيرة البرلس.
- إبراهيم محمد على بدوى (مصرى ١٩٨٧) الخريطة الجيومورفولوجية للمنطقة الممتدة فيما بين برج العرب والحمام وتفسيرها.
- محمد عبد العزيز أبو العينين (مصرى ١٩٨٧) منطقة جنوب غرب السويس فيما بين وادى مغرة شمالاً ووادى حجل جنوباً، دراسة جيومورفولوجية.
- حميدى عبد القادر السيد (مصرى ١٩٨٩) حوض وادى أبو حاد شمالى رأس غارب، دراسة جيومورفولوجية.
- حنان محمد حامد (مصرية ١٩٩٤) الخريطة الجيومورفولوجية لمنخفض سيوه.
- عواد حامد (مصرى ١٩٩٤) الكثبان الرملية فى شرق الدلتا.
- وهبة حامد شلبى (مصرى ١٩٩٥) منطقة رأس الحكمة، دراسة جيومورفولوجية.
- إيمان محمد غنيم (مصرية ١٩٩٦) حوض وادى أم غيج (وسط الصحراء الشرقية وجنوب القصير) دراسة جيومورفولوجية.
- مدحت سيد الأنصادى (مصرى ١٩٩٦) جيومورفولوجية جبل قطرانى / الفيوم.
- جميل محمد النجار (مصرى ١٩٩٧) جيومورفولوجية سهل القاع - سيناء.
- حسين سعد الدين (مصرى ١٩٩٨) جيومورفولوجية حوض وادى سدر - سيناء.
- زينب عبد النعم السيد (مصرية ١٩٩٩) جيومورفولوجية المنطقة فيما بين وادى العبابجى وقويج.
- فاطمة محمد عبد الرحمن (كويتية ٢٠٠٠) الأشكال الريحية الناشئة- تلال المطلع- الكويت.
- محمود السيد شطا (مصرى ٢٠٠١) جيومورفولوجية منطقة السلوم.
- محمد عبد الحليم نور الدين (مصرى ٢٠٠٢) التغيرات البيئية فى بحيرة المنزلة.

أولاً: أمثلة من موضوعات رسائل الدكتوراه في الجيومورفولوجيا التطبيقية، مرتبة حسب تواريخ إجازتها من جامعة الإسكندرية

- سميح عودة (أردنى ١٩٨٠) بعض الظواهر الإرسابية النشأة على الجانب الشرقى من غور الأردن وأثرها فى أنماط استخدام الأرض.
- محمد أرياب السيد (سودانى ١٩٨٦) التصحر وآثاره فى إقليم كردفان بالسودان.
- محمد مجدى تراب (مصرى ١٩٨٨) حوض وادى يدع، جنوب غرب السويس، دراسة جيومورفولوجية.
- أبشر الإمام الأمين (سودانى ١٩٨٨) حوض نهر شيبلى فى الصومال.
- عبد المجيد بازيل (جزائرى ١٩٨٨) ولاية سكيكه بالجزائر.
- أحمد السيد معتوق (مصرى ١٩٨٨) حوض وادى العمباجى غرب القصير، دراسة جيومورفولوجية.
- ممدوح تهامى عقل (مصرى ١٩٩٢) وادى النيل بين سوهاج وأسيوط دراسة جيومورفولوجية.
- عبد الله علام عيده علام (مصرى ١٩٩٢) جيومورفولوجية حوض وادى أم عدوى جنوب شرق سيناء.
- إبراهيم محمد على بدوى (مصرى ١٩٩٣) منطقة رأس محمد فيما بين وادى الراط الشرقى والغربى - دراسة جيومورفولوجية.
- محمود عبد العزيز أبو العينين (مصرى ١٩٩٤) حوض وادى وردان بشبه جزيرة سيناء، دراسة جيومورفولوجية.
- حمدينه عبد القادر السيد (مصرى ١٩٩٤) إقليم الساحل الشرقى لخليج السويس، دراسة جيومورفولوجية.
- محمد على العرفى (ليبى ١٩٩٦) المصاطب النهرية فى أودية الجبل الأخضر فيما بين سوسة وكريمة، دراسة جيومورفولوجية.
- ماجد محمد شعله (مصرى ١٩٩٩) جيومورفولوجية جبل قابليات بجنوب سيناء.
- نوره عبد التواب السيد (مصرية ١٩٩٩) الكتبان الرملية فى شمال سيناء.
- مدحت سيد الأنصارى (مصرى ٢٠٠٠) جيومورفولوجية منطقة دهب - نويبع.
- خالد حريمس العزمى (كويتى ٢٠٠١) البيئة والتخطيط العمرانى فى الكويت.
- عبد الرازق بسيونى الكرمى (مصرى ٢٠٠١) جيومورفولوجية منطقة جبل حماطه بالصحراء الشرقية.

المراجع الأجنبية

- Abdel-Rahman and Others: (1980 - 1981) Some geomorphological aspects of Siwa depression. Bull. Soc. Geog. d'Eg.
- Awad, H.: (1981) La Montagne du Sinai Central. le Caire.
- Bagnold, R. A. (1941) The physics of blown sand and desert dunes, London.
- Balchin, W.G.: (1955) Piedmont proniles in the arid cycle. Proc. Geol. A.S. London. Vol. 66, pp. 167 - 181.
- Ball, J.: (1939) Contributions to the geography of Egypt, Cairo.
- Battey, M.H.: (1960) Geological factors in the development of Norwegian cirque glaciers, R.G.S. Research Series No.4, pp. 11 - 24.
- Battle, W.B.R. and Lewis, W.V. (1951) Temperature observations in bergshrunds and their relationship to cirque erosion. J. Geol. 59, pp. 537 - 545.
- Baulig, H.: (1928) Le plateau central de la France. Paris.
- Baulig, H.: (1948) Le proplème des meandres. Bull. Soc. Belge d'Etudes Geog. 17, pp. 103 - 143.
- Baulig, H.: (1952) The changing sea-level. Trans. Inst. Brit. Geogr. 3.
- Blackwelder, E.: (1933) The insolation hypothesis of rock weathering Amer. Jour. Scie. 26, pp. 97 - 113.
- Brown, E.H.: (1960) The relief and drainage of Wales. Cardiff.
- Bryan, K.: (1946) Cryopedology-the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. Amer. Journal Scie. 244, pp. 622 - 642.
- Bull, A.J.: (1940) Cold conditions and Landforms in the south Downs. Proc. Geol. Ass. London, Vol. 51, pp. 63 - 70.
- Buzer, K. and Hansen, C. (1968) Desert and River in Nubia, Madison and London.
- Carol, H.: (1947) Formation of roches moutonnées. Jour. Glacial. 1, pp. 37 - 59.

- Chorley, R.J.: (1962) *Geomorphology and General Systems Theory*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 500-B.
- Clark, M.J. (1975) The form of chalk Slopes Southampton Research Series in Geography, 2, pp. 3 - 34.
- Clark, M.J. and Others (1987) The sarsen stones of the Marlborough Downs and their geomorphological implications. Southampton Research Series in Geography. 4, pp. 3 - 40.
- Coleman, A.: (1988) The terraces and antecedence of a part of the river Salzach. Trans. Inst. Brit. Geogr. 25, pp. 119 - 134.
- Cotton, C.A.: (1952) The erosional grading of convex and concave slopes. Geog. J. 118, pp. 197 -204.
- Cotton , C.A.: (1952) *Geomorphology* . London.
- _____: (1961) The theory of savanna planation. Geography 48, pp. 89 - 101.
- _____: (1968) Alternating Pleistocene morphogenetic systems, Geol. Mag., Vol. 95, pp. 123 - 139.
- Davis, M.W.: (1909) On the development of certain English Rivers. Geog. Jour., Vol. 5, pp. 128 - 146.
- _____: The drainage of cuervas. Proc. Geol. 16, pp. 75 - 93.
- _____: Base level, Grade and Peneplain. Jour. Geol. Vol. X, pp. 77 - 111.
- _____: (1969) *Geographical essays*. Boston.
- _____: (1933) Sheet-floods and streamfloods. Bull. Geol. Soc. Amer. 49, pp. 1337 - 1416.
- Dury, G.H.: (1958) Tests of general theory of misfit streams. Trans. Inst. Brit. Geogr. 25, pp. 105 - 118.
- _____: (1965) *Essays in geomorphology* (ed.G.H. Dury), London.
- Embleton, C. and King, C.A.M.: (1968) *Glacial and periglacial geomorphology*, London.
- Embabi, N.: (1970 - 1971) Structures of Barchan dunes at the Kharga Oasis depression. Bull. Soc. Géog. d'Eg.
- Embabi, N.C.: (1977) Slope form of Barchans at the Kharga and Dakhla depressions. Bull. Soc. Geog. d'Eg.

- Fenneman, N.M.: (1908) Some features of erosion by unconcentrated w-ash. Jour. Geol. 16, pp. 746 - 754.
- Flint, R.F.: (1957) Glacial and Pleistocene Geology. New York.
- Garwood, E.J.: (1910) Features of Alpine scenery due to glacial Protection. Geog. Jour. 36, pp. 310 - 339.
- Gilbert, G.K.: (1909) The convexity of hilltops. Jour. Geol. 17, pp. 344 - 351.
- Griggs, D.T.: (1936) The factor of fatigue in rock weathering. Jour. Geol. 44, pp. 781 - 796.
- Hack, J.T.: (1960) Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Amer. Jour. Scie. 258, pp. 80 - 97.
- Holmes, D. Chauncey (1955) Geomorphic development in humid and arid regions; a synthesis. Amer. Jour. Scie. 253, pp. 357 - 390.
- Horton, R.E.: (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Amer. 56, pp. 275 - 370.
- Howard, A.D.: (1942) Pediments and the Pediment Pass Problem. Jour. Geomorph. 5, pp. 3-31. and 95 - 136.
- Jerness, J.L.: (1952) Erosive forces in the physiography of western Arctic Canada. Geog. Rev. 42, pp. 238 - 252.
- Jones, O.T.: (1951) The drainage systems of Wales and the adjacent regions. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 107, pp. 201 - 225.
- Johnson, D.W.: (1919) Shore processes and shoreline development. New York.
- _____: (1932) Rock planes of arid regions, Geog. Rev. 22, pp. 656 - 665.
- Kesseli, J.: (1941) The concept of the graded river. Jour. Geol. 49, pp. 561 - 588.
- King, L.C.: (1948) A theory of bornhardts. Geog. Jour. 112, pp. 83 - 87.
- _____: (1950) The study of the world's plainlands. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 106, pp. 101 - 131.

- _____: (1957) The uniformitarian nature of hillslopes, Trans. Roy. Geol. Soc. Edinburgh. 17, pp. 81 - 102.
- _____: (1958) Correspondence on the problem of tors. Geog. Jour. 124, pp. 289 - 291.
- _____: (1982) The morphology of the Earth. Edinburgh. 124, pp. 289 - 291.
- King, C.A.M.: (1989) Beaches and Coasts. London.
- Klebelsberg, V.R.: (1998) Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 Vols. Wien.
- Lawson, A.C. (1932) Rainwash erosion in humid regions, Bull. Geol. Soc. Amer. 43, 703 - 724.
- Loepold, L.B. (1933) Downstream change of velocity in rivers. Am. Jour. Scie, 251, pp. 606-624 .
- Loepold, L.B. and Wolman, M. G. (1960) River meanders. Bull Geog Soc. Amer. 71. pp. 769-794 .
- Loepold, L.B. and Wolman, M. G. (1994) Fluvial processes in geomorphology. San Francisco and London.
- Lewis, W. V. (1939) Snow patch erosion in Iceland. Geog. Jour. Vol 9, pp. 153-160 .
- Lewis, W. V. (1940) The function of meltwater in cirque formation Geog. Re, Vol. 30, pp. 64-83 .
- Lewis, W. V. (1947) Vally steps and glacial valley erosion. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 13, pp. 19-44 .
- Lewis, W. V. (1954) Pressure release and glacial erosion . Jour. Glacial Vol. 2, pp. 417-422 .
- Linton, D.L. (1951) Problems of Scottish scenery. Scott. Geog. Mag. Vol. 69, pp. 65-85 .
- Linton, D.L. (1951) Watershed breaching by ice in Scotland. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 17, pp. 1-16 .
- Linton, D.L. (1955) The problem of Tors. Geog Jour. Vol. 121, pp. 470-487.

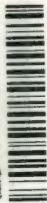
- Linton, D.L. (1963) The forms of glacial erosion. Trans. Inst. Brit. Geog. vol. 33, pp. 1-28 .
- Lobeck, A. K. (1939) Geomorphology. An introduction to the study of landforms. New York.
- Louis, H. (1991) Allgemeine Geomorphologie . Berlin.
- Mackin, J. H. (1958) Concept of the graded river. Bull. Geol. So Amer Vol. 59, pp. 463-512 .
- Machatschek. F. (1994) Geomorphologie. Stuttgart.
- Machatschek. F. (1992) Das Relif der Erde. 2 Vols. Berlin.
- Mc Gee, W. H. (1897) Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 8. pp. 87-112 .
- Marres, P. (1985) Les Grands Causses. Tours.
- Maul. O. (1998) Handbuch der geomorphologie. Stuttgart.
- Ollier, C.D. and Thomasson, A. J. (1957) Asymmetrical Valleys of the Chiltern Hills, Geog. Jour. vol. 23. pp. 71-80 .
- Palmer, J. and Neilson, R. A. (1962) The origin of granite tors, Dartmoor, Devonshire. Proc. yorks Geol.soc. Vol. 33, pp. 315- 340.
- Peel, R. F. (1941) Denudational landforms of the central Libyan Desert Jour. Geomor. Vol. 5 . pp. 3 - 23.
- Peel, R. F. (1952) Physical Geography. London.
- Peel, R. F. (1996) The profiles of glacial drainage channels . Geog. Jour. Vol. 122, pp. 483-487.
- Peel, R. F. (1960) Some aspects of desert geomorphology. Geography. Vol. 45. pp. 241-262 .
- Peel, R. F. (1966) The landscape in aridity. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 38, pp. 1-23.
- Peltier, L. C. (1950) The Geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology . Ann. Ass. Am. Geog. Vol. 40, pp.. 214-236
- Penck, A . and Brueckner, E. (1909) Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Vols. Leipzig.

- Penck, W. (1953) The morphological analysis of landforms (Trans. from : Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924 by H. Czech and K. C. Boswell) London.
- Pinchemel, P. (1994) Les plaines de craie. Paris.
- Pissart, A. (1963) Les traces de "Pingos" du Pays de Galles (Grand Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique), Zeit. Geom. Vol. 7, pp. 147-165 .
- Rapp, A . (1960) Recent development of mountain slopes in northern Scandinavia. Geog. Analer. Vol. 42, pp. 65-200 .
- Rastall, R. H. (1954) Rainfall, rivers and erosion. Geol. Mag. Vol. 81, pp. 39-44 .
- Reiche, P. (1960) A survey of weathering processes and products. Univ. of New Mex. Pub. in Geol. No. 3 .
- Russell, R. J. (1949) Geographical geomorphology. Ann. Ass. Amer. Geog. Vol. 39, pp. 1 - 11.
- Ruxton, B. P. and Berry, L (1957) Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. Bull Geol. Soc. Amer. Vol. 68, pp. 1263-1290 .
- Saunders, E. M. (1921) The cycle of erosion in a Karst region. Geog. Rev. II, pp. 593-604.
- Savigear, R. A. (1952) Some observations on slope development in south Wales. Trans. Inst. Brit.
- Schumm, S. A. (1965) Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, Bull Geol .Soc. Amer. Vol. 67, pp. 597-646.
- Small, R. J. (1961) The morphology of chalk escarpments. Trans Inst. Brit. Geog. Vol. 29, pp. 71-90.
- Small, R. J. (1964) The escarpment dry valleys of the Wiltshire Chalk. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 34, pp. 33-52 .
- Small, R. J . (1972) The study of landforms. London.
- Sparks. B. W. (1961) Geomorphology. London.
- Strahler, A. N. (1950) Equilibrium theory of erosional slopes, ap-

- proached by frequency distribution anylysis . Amer. Jour. Scie. Vol. 248, pp. 673-696 and 800-814 .
- Strahler, A. N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 63. pp. 923-938.
 - Strahler, A. N. (1957) Quantitative analysis f wastershed geometry. Trans.Amer . Geophys. Union. Vol. 38, pp. 913-920 .
 - Steers, J. A. (1953) The Sea Coast. London.
 - Steers, J. A. (1960) The coast of England and Wales in pictures. Camn-ridge.
 - Taber, s. (1973) perennially frozen ground in Alaska, its origin and his-tory. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 54. pp. 1433-1548 .
 - Thomas, M. F. (1966) Some geomrphological implications of deep weathering patterns in crystalline rocks in Nigeria. Trans. Brit . Geog. vol. 40, pp. 173-198 .
 - Thornbury, W. D. (1958) Principles of geomorphology New York.
 - z Von Engeln, O. D. (1953) Geomorphology. New York.
 - Wager, L. R. (1957) The Arun river drainage pattern and the rise of the Himalaya. Geog. Jour. Vol 89, pp. 239-249 .
 - Washburn, A.L. (1966) Classification of patterned ground and review of suggested origins . Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 54, pp. 1433-1548 .
 - Waters, R. S. (1957) Differential weathering in oldlands. Geog. Jour. Vol. . 123, pp. 503-513 .
 - Waters, R. s. (1958) Morphological mapping. geography. Vol. 43, pp. 10-17 .
 - Waters, R.S. (1964) The Pleistocene legacy to the geomorphology of Dartmoore, in Dartmoor Essays.
 - Williams, J. E. (1949) Chemical weathering at low temperatures. Geog. Rev. Vol. 39. pp. 129-125 .
 - Williams, J. E. (1959) An investigation into Processes occuring in solifluction. Amer. Jour. Scie. Vol. 257, pp. 481-490 .

- Woldstedt, P. (1994) Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartaers. 2 Vol. Stuttgart.
- Wood, A. (1942) The development of hillside slopes Pros. Geol Assos. Lond. Vol. 53, pp. 128-140 .
- Wooldridge, S. W. (1952) The changing physical landscape of Britain. Geog. Jour. Vo. 118, pp. 297-308 .
- Wooldridge, S. W. and Linton, D. L. (1955) Structure, surface and drainage in south-east England . London.
- Wooldridge, S. W. (1958) The trend of geomorphology. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 25, pp., 29-35
- Wooldridge, S. W. and Morgan, R. S. (1961) An outline of Geomorphology. The physical basis of geography. London.
- Wright, W. (1937) The Quaternary ice age. London.
- Yates, E. M. (1963) The development of the Rhine . Trans. Inst. Brit Geog. Vol. 32 , pp. 65-87 .
- Young, A. (1960) Soil movement by denudational processes on slopes. Nature. Vol. 188 pp. 120-122 .
- Young, A (1963) Some field observations of slope form and regolith, and their relation to slope development. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 32. pp. 1-29 .
- Zenkovich, V. P. (1967) Process of coastal development. (Trans. from Russian and ed. J. A . Steers.) Edinburgh.
- Zernitz, E. R. (1932) Drainage systems and their significance. Jour. Geol. Vol. 40, pp. 498-521 .
- Zeuner, F. E. (1990) Dating the past. London.
- Zeuner, F. E. (1989) The pleistocene period. London.

Bibliotheca Alexandrina



1202436